

Tectônica de Placas: A Teoria Unificadora

A descoberta da tectônica de placas ■ 26

As placas e seus limites ■ 29

Velocidade das placas e história dos movimentos ■ 37

A grande reconstrução ■ 42

Convecção do manto: o mecanismo motor da tectônica de placas ■ 48

A teoria da tectônica de placas e o método científico ■ 51

A litosfera – a camada mais externa, rígida e resistente da Terra – é fragmentada em cerca de 12 placas, que deslizam, convergem ou se separam umas em relação às outras à medida que se movem sobre a astenosfera, menos resistente e dúctil. As placas são criadas onde se separam e recicladas onde convergem, em um processo contínuo de criação e destruição. Os continentes, encravados na litosfera, migram junto com as placas em movimento.

A teoria da tectônica de placas descreve o movimento das placas e as forças atuantes entre elas. Explica também vulcões, terremotos e a distribuição de cadeias de montanhas, associações de rochas e estruturas no fundo do mar, que resultam de eventos nos limites de placa. A tectônica de placas fornece uma base conceitual para grande parte deste livro e, na verdade, também da Geologia.

Este capítulo apresentará a teoria da tectônica de placas e como ela foi descoberta, descreverá os movimentos das placas hoje e no passado geológico e examinará como as forças que controlam o movimento das placas estão relacionadas com o sistema de convecção do manto.

A descoberta da tectônica de placas

Na década de 1960, uma grande revolução no pensamento sacudiu o mundo da Geologia. Por quase 200 anos, os geólogos desenvolveram diversas teorias *tectônicas* (do grego *tektōn*, “construtor”) – o termo geral que eles usaram para descrever a formação de montanhas, o vulcanismo, os terremotos e outros processos que formam feições geológicas na superfície da Terra. No entanto, até a descoberta da tectônica de placas, nenhuma teoria conseguia, isoladamente, explicar de modo satisfatório toda a variedade de processos geológicos. A Física teve uma revolução comparável no início do século XX, quando a teoria da relatividade unificou as leis físicas que governam o espaço, o tempo, a massa e o movimento. A Biologia também teve uma revolução comparável na metade do mesmo século, quando a descoberta do DNA permitiu aos biólogos explicar como os organismos transmitem as informações que controlam seu crescimento, desenvolvimento e funcionamento de geração a geração.

As ideias básicas da tectônica de placas foram reunidas como uma teoria unificada da Geologia há menos de 50 anos. A síntese científica que conduziu a essa teoria, no entanto, começou muito antes, ainda no século XX, com o reconhecimento das evidências da deriva continental.

A deriva continental

Tais mudanças nas partes superficiais do globo pareciam, para mim, improváveis de acontecer se a Terra fosse sólida até o centro. Desse modo, imaginei que as partes internas poderiam ser um fluido mais denso e de densidade específica maior que qualquer outro sólido que conhecemos, que assim poderia nadar no ou sobre aquele fluido. Assim, a superfície da Terra seria uma casca capaz de ser quebrada e desordenada pelos movimentos violentos do fluido sobre o qual repousa.

(Benjamin Franklin, 1782, em uma carta para o geólogo Francês Abbé J. L. Giraud-Soulavie)

O conceito de **deriva continental** – movimentos de grande proporção dos continentes – existe há muito tempo. No final do século XVI e no século XVII, cientistas europeus notaram o encaixe do quebra-cabeça das linhas costeiras em ambos os lados do Atlântico, como se as Américas, a Europa e a África tivessem estado juntas em uma determinada época e, depois, se afastado por deriva. Ao final do século XIX, o geólogo austríaco Eduard Suess encaixou algumas das peças do quebra-cabeça e postulou que o conjunto dos continentes meridionais atuais formara, certa vez, um único continente gigante, chamado *Terra de Gondwana* (ou, simplesmente, *Gondwana*). Em 1915, Alfred Wegener, um meteorologista alemão que estava se recuperando de ferimentos sofridos na Primeira Guerra Mundial, escreveu um livro sobre a fragmentação e a deriva dos continentes. Nele, apresentou as similaridades marcantes entre as estruturas geológicas dos lados opostos do Atlântico (**Figura 2.1**). Nos anos seguintes, Wegener postulou um supercontinente, que

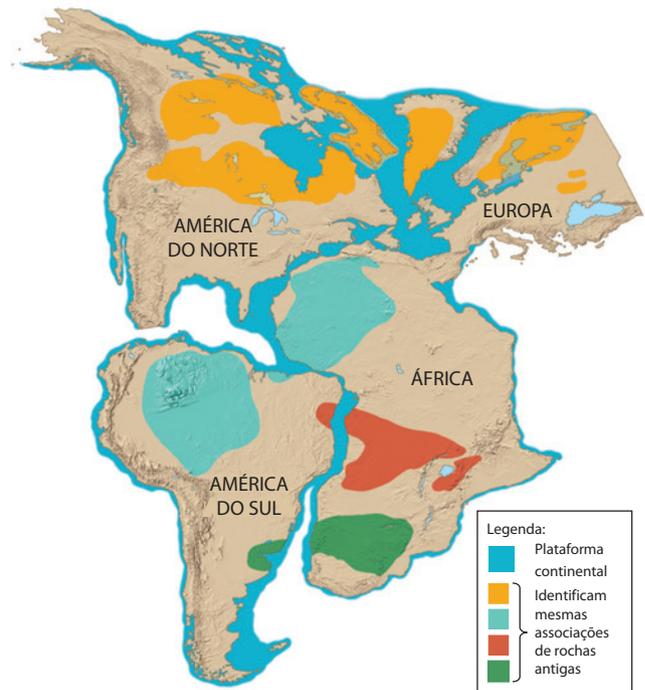


FIGURA 2.1 ■ Os encaixes do quebra-cabeça dos continentes que bordejam o Oceano Atlântico construídos com base na teoria da deriva continental de Alfred Wegener. Em seu livro *The Origin of Continents and Oceans*, Wegener citou como evidência adicional a similaridade de feições geológicas nos lados opostos do Atlântico. O encaixe de rochas cristalinas muito antigas é mostrado em regiões adjacentes da América do Sul e da África, e da América do Norte e da Europa. [Encaixe geográfico a partir dos dados de E. C. Bullard; dados geológicos de P. M. Hurley]

denominou de **Pangeia**¹ (do grego “todas as terras”), que se fragmentou nos continentes como os conhecemos hoje.

Embora Wegener estivesse correto em afirmar que os continentes tinham se afastado por deriva, sua hipótese acerca de quão rápido eles se moviam e quais forças os empurravam na superfície terrestre mostrou-se errônea, como veremos, o que reduziu sua credibilidade entre outros cientistas. Após cerca de uma década de vigoroso debate, os físicos convenceram os geólogos de que as camadas externas da Terra eram muito rígidas para que a deriva continental ocorresse, o que fez com que as ideias de Wegener caíssem em descrédito, exceto entre uns poucos geólogos.

Wegener e os defensores da hipótese da deriva mostraram não apenas o encaixe geográfico, mas também as similaridades geológicas das idades das rochas e das orientações das estruturas geológicas nos lados opostos do Atlântico. Eles também apresentaram argumentos, aceitos até hoje como boas evidências da deriva, baseados em fósseis e dados climatológicos. Por exemplo, fósseis do réptil *Mesosaurus*, com idade de 300 milhões de anos, foram encontrados na América do Sul e na África, mas em nenhum outro lugar, sugerindo que os dois continentes estavam contíguos quando o *Mesosaurus* estava vivo (**Figura 2.2**). Os animais e as plantas dos diferentes continentes mos-

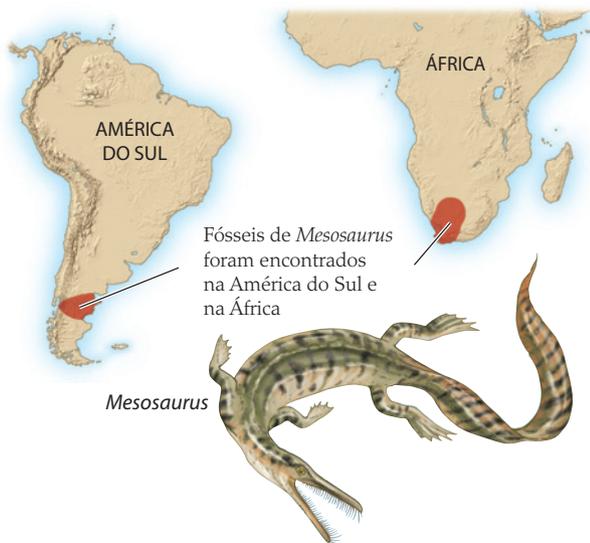


FIGURA 2.2 ■ Fósseis do réptil *Mesosaurus*, com idade de 300 milhões de anos, foram encontrados apenas na América do Sul e na África. Se o *Mesosaurus* pudesse atravessar o Oceano Atlântico Sul nadando, poderia ter cruzado outros oceanos e se espalhado mais amplamente. O fato de ele não ter se espalhado sugere que a América do Sul e a África estavam conectadas naquele tempo. [Fonte: A. Hallam, "Continental Drift and the Fossil Record", *Scientific American* (November 1972): 57-66]

traram similaridades na evolução até o tempo postulado para a fragmentação. Posteriormente, seguiram caminhos evolutivos divergentes, devido ao isolamento e às mudanças ambientais das massas continentais em separação. Além disso, depósitos associados com geleiras que existiam há cerca de 300 milhões de anos estão agora distribuídos na América do Sul, na África, na Índia e na Austrália. Se os continentes meridionais fossem reunidos para for-

mar a Terra de Gondwana próximo ao Polo Sul, uma única geleira poderia explicar todos os depósitos glaciais.

Expansão do assoalho oceânico

A evidência geológica não convenceu os céticos, os quais mantiveram que a deriva continental era fisicamente impossível. Ninguém havia proposto, ainda, uma força motora plausível que pudesse ter fragmentado a Pangeia e separado os continentes. Wegener, por exemplo, pensava que os continentes flutuavam como barcos sobre a crosta oceânica sólida, arrastados pelas forças das marés, do sol e da lua. Porém, sua hipótese foi rapidamente rejeitada porque pode ser demonstrado que as forças da maré são fracas demais para mover continentes.

A mudança revolucionária ocorreu quando os cientistas deram-se conta de que a convecção do manto da Terra (discutida no Capítulo 1) poderia empurrar e puxar os continentes à parte, formando uma nova crosta oceânica, por meio do processo de **expansão do assoalho oceânico**². Em 1928, o geólogo britânico Arthur Holmes propôs que as correntes de convecção "arrastaram as duas metades do continente original à parte, com conseqüente formação de montanhas na borda, onde as correntes estão descendo, e desenvolvimento de assoalho oceânico no lugar da abertura, onde as correntes estão ascendendo". No entanto, muitos ainda argumentavam que a crosta e o manto da Terra são rígidos e imóveis, e Holmes admitiu que "ideias puramente especulativas desse tipo, especialmente inventadas para atender certas postulações, podem não ter valor científico até que adquiram o suporte de evidências independentes".

Essas evidências emergiram como um resultado da intensa exploração do fundo oceânico ocorrida após a Segunda Guerra Mundial. O geólogo marinho Maurice "Doc" Ewing demonstrou que o fundo oceânico do Atlântico é composto de basalto novo, e não de granito antigo, como alguns geólogos haviam pensado (**Figura 2.3**). Além disso,



FIGURA 2.3 ■ Esta foto, tirada no verão de 1947, mostra Maurice "Doc" Ewing (*centro*) sorrindo de alegria enquanto olha para um pedaço de basalto novo dragado das profundezas do Oceano Atlântico pelo navio de pesquisa *Atlantis I*. À esquerda está Frank Press, que iniciou a série de livros de Geologia que inclui este. [Cortesia de Lamont-Doherty Earth Observatory, The Earth Institute at Columbia University.]

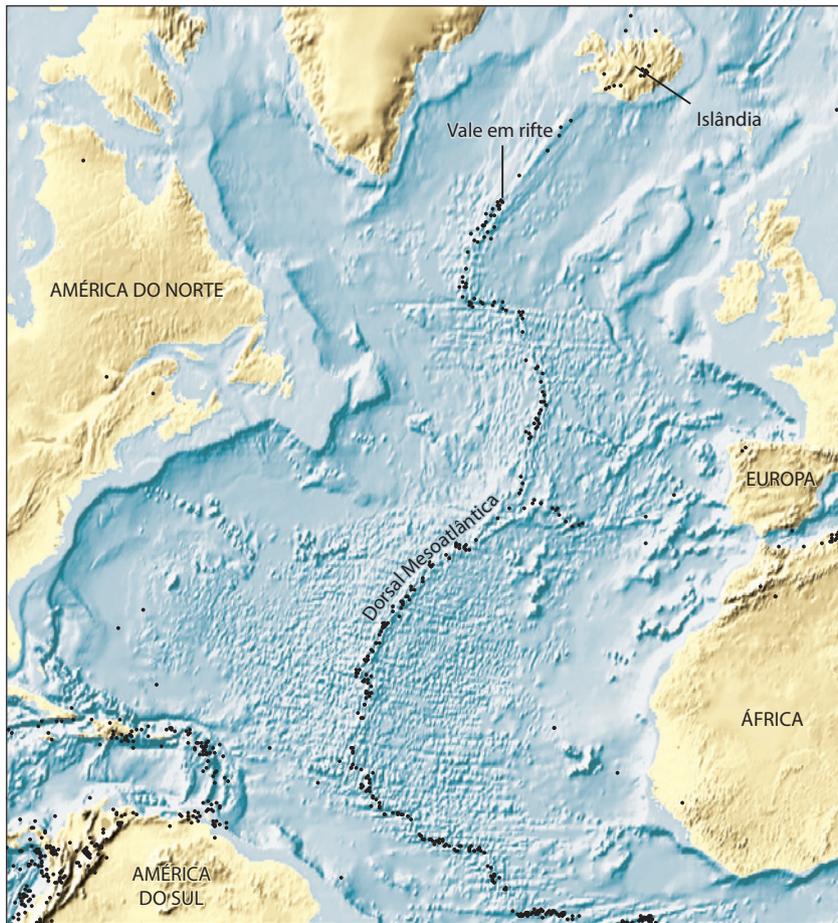


FIGURA 2.4 ■ O assoalho oceânico do Atlântico Norte, mostrando os vales em rifte em forma de fendas ao longo do centro da Dorsal Mesoatlântica e os terremotos associados (pontos pretos).

o mapeamento de uma cadeia submarina de montanhas chamada Dorsal Mesoatlântica³ levou à descoberta de um vale profundo na forma de fenda, ou rifte,⁴ estendendo-se ao longo de seu centro (Figura 2.4). Dois dos geólogos que mapearam essa feição foram Bruce Heezen e Marie Tharp, colegas de Doc Ewing na Universidade de Columbia (Figura 2.5). “Achei que poderia ser um vale em rifte”, Tharp disse anos mais tarde. A princípio, Heezen descartou a ideia por ser “conversa de menina”, mas logo descobriram que quase todos os terremotos no Oceano Atlântico ocorreram próximos ao rifte, confirmando o palpite de Tharp. Uma vez que a maioria dos terremotos é gerada por falhamento tectônico, esses resultados indicaram que o rifte era uma feição tectonicamente ativa. Outras dorsais meso-oceânicas com formas e atividade sísmica similares foram encontradas nos oceanos Pacífico e Índico.

No início da década de 1960, Harry Hess, da Universidade de Princeton, e Robert Dietz, da Instituição Scripps de Oceanografia,⁵ propuseram que a crosta separa-se



FIGURA 2.5 ■ Marie Tharp e Bruce Heezen inspecionam um mapa do assoalho oceânico. A descoberta que fizeram sobre riftes tectonicamente ativos nas dorsais mesoatlânticas forneceu evidências importantes da expansão do assoalho oceânico. [Instituto Terra da Universidade de Columbia]

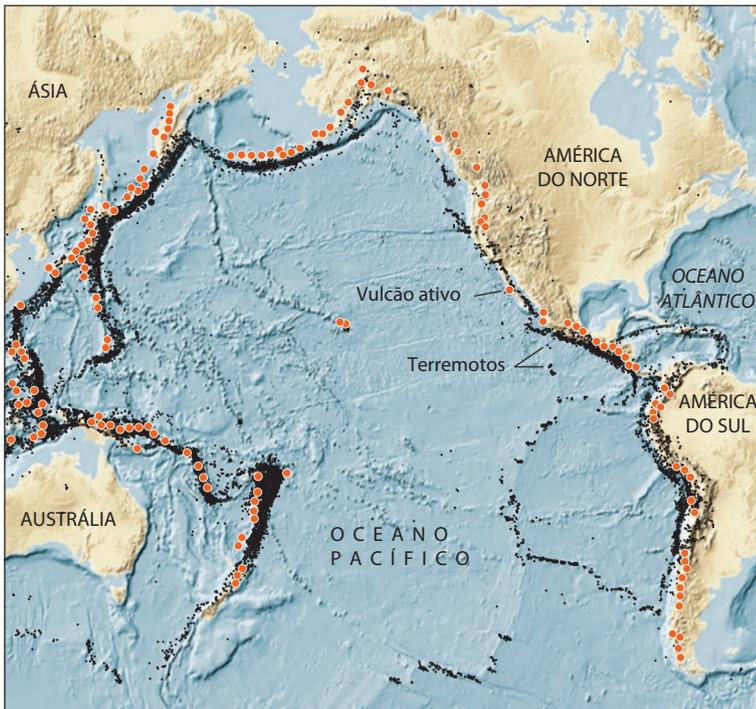


FIGURA 2.6 ■ O Círculo de Fogo do Pacífico, com seus vulcões ativos (círculos vermelhos grandes) e terremotos frequentes (círculos pretos pequenos), marca os limites de placas convergentes onde a litosfera oceânica está sendo reciclada.

ao longo de riftes nas dorsais mesoceânicas e que o novo fundo oceânico forma-se pela ascensão de uma nova crosta quente nessas fraturas. O novo assoalho oceânico – na verdade, o topo da nova litosfera criada – expande-se lateralmente a partir do rifte e é substituído por uma crosta ainda mais nova, em um processo contínuo de formação de placa.

A grande síntese: 1963-1968

A hipótese de expansão do assoalho oceânico apresentada por Hess e Dietz explicou como os continentes poderiam separar-se por meio da criação de uma nova litosfera em riftes mesoceânicos. Mas também suscitou outra questão: o assoalho oceânico e sua litosfera subjacente poderiam ser destruídos e reciclados, retornando ao interior da Terra? Do contrário, a área da superfície terrestre deveria ter aumentado ao longo do tempo. Por algum tempo, no início da década de 1960, alguns físicos e geólogos, inclusive Heezen, realmente acreditaram na ideia de uma Terra em expansão. Outros geólogos reconheceram que o assoalho oceânico estava na verdade sendo reciclado. Eles estavam convencidos de que isso estava ocorrendo nas diversas regiões de intensa atividade vulcânica e sísmica ao longo das margens da bacia do Oceano Pacífico, conhecidas coletivamente como Círculo de Fogo (**Figura 2.6**). Os detalhes desse processo, todavia, permaneceram obscuros.

Em 1965, o geólogo canadense J. Tuzo Wilson descreveu, pela primeira vez, a tectônica em torno do globo em termos de placas rígidas movendo-se sobre a superfície terrestre. Ele caracterizou os três tipos básicos de limites onde as placas separam-se, aproximam-se ou deslizam lateralmente uma em relação à outra. Logo após, outros

cientistas mostraram que quase todas as deformações tectônicas atuais – o processo pelo qual as forças tectônicas exercem plegueamento, falhamento, cisalhamento ou compressão sobre as rochas – estão concentradas nesses limites. Eles mediram as taxas e as direções dos movimentos tectônicos e demonstraram que os mesmos eram matematicamente consistentes com o sistema de placas rígidas movendo-se na superfície esférica do planeta.

Os elementos básicos da teoria da **tectônica de placas** foram estabelecidos ao final de 1968. Por volta de 1970, as evidências da tectônica de placas tornaram-se tão persuasivas que quase todos os geocientistas adotaram-na. Os livros-texto foram revisados e especialistas começaram a considerar as implicações do novo conceito em seus campos de atuação.

As placas e seus limites

De acordo com a teoria da tectônica de placas, a litosfera rígida não é uma capa contínua, mas está fragmentada em um mosaico de cerca de uma dúzia de grandes placas rígidas que estão em movimento sobre a superfície terrestre (**Figura 2.7**). Cada placa move-se como uma unidade distinta, cavalgando sobre a astenosfera, que também está em movimento. A maior é a Placa do Pacífico,⁶ que compreende a maior parte da bacia do Oceano Pacífico. Algumas das placas recebem o nome dos continentes que elas contêm, porém, em nenhum caso uma placa é idêntica a um continente. A Placa da América do Norte, por exemplo, estende-se desde a costa oeste da América do Norte até o meio do Oceano Atlântico, onde se limita com as Placas da Eurásia e da África.

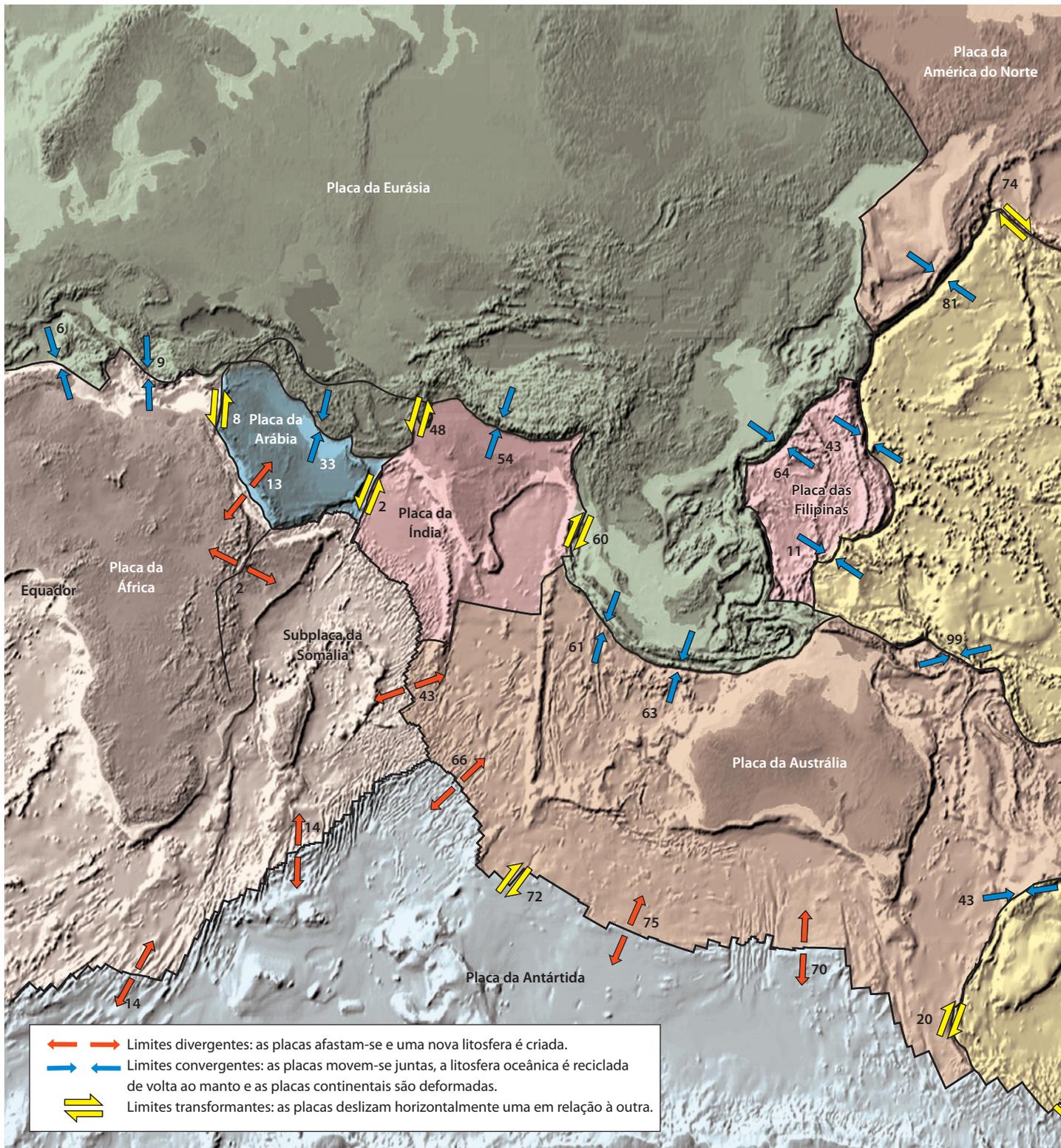
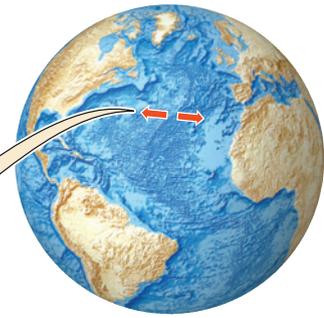
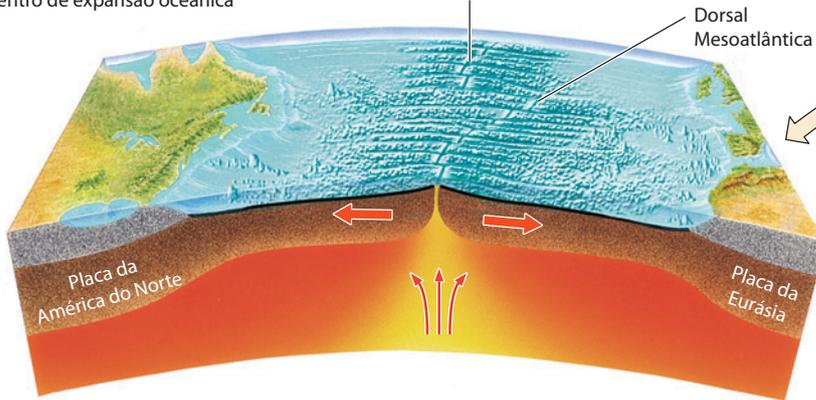


FIGURA 2.7 ■ A superfície terrestre é um mosaico de cerca de 12 grandes placas, bem como um número de placas menores, de litosfera rígida, que se movem lentamente sobre a astenosfera dúctil. Somente uma das placas menores – a Placa Juan de Fuca, na costa oeste da América do Norte – é mostrada neste mapa. As setas mostram o movimento relativo das duas placas em um ponto de seus limites. Os números próximos a elas indicam as velocidades relativas das placas em mm/ano. [Limite de placas por Peter Bird, UCLA]

LIMITES DIVERGENTES

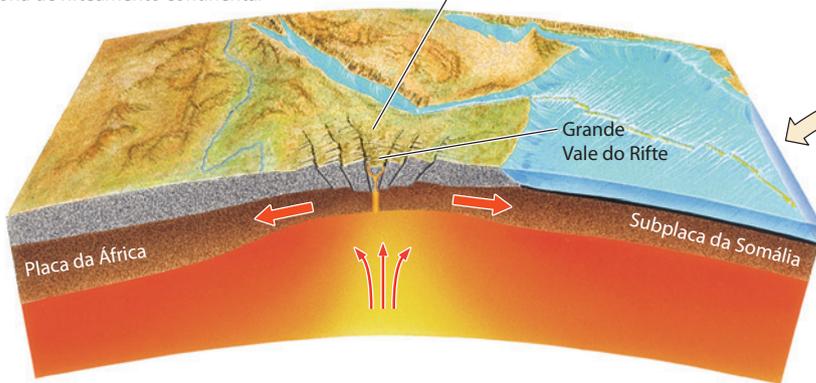
(a) Centro de expansão oceânica

O rifteamento e a expansão ao longo de uma dorsal meso-oceânica criam nova litosfera oceânica.



(b) Zona de rifteamento continental

O rifteamento e as zonas de expansão em continentes são caracterizados por vales em riftes paralelos.



LIMITES CONVERGENTES

(c) Convergência oceano-oceano

Quando duas litosferas oceânicas convergem, uma placa é subduzida sob a outra, formando uma fossa de mar profundo e um arco de ilhas vulcânicas.

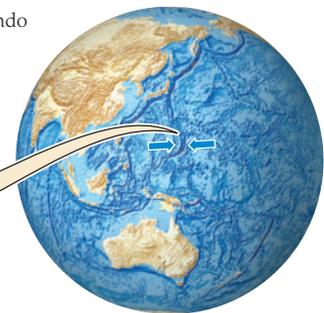
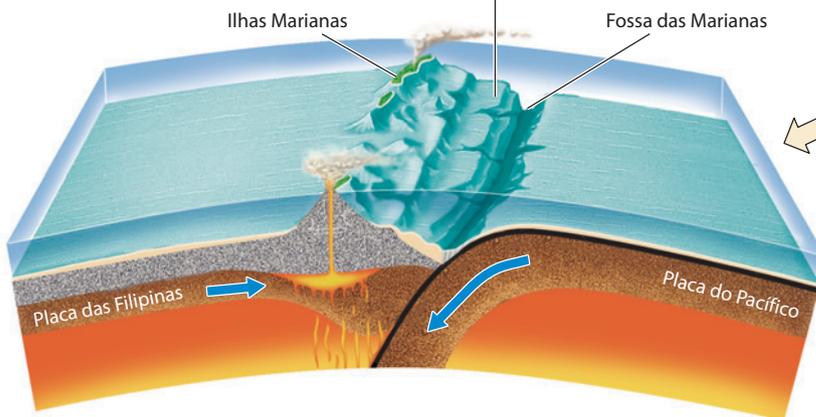
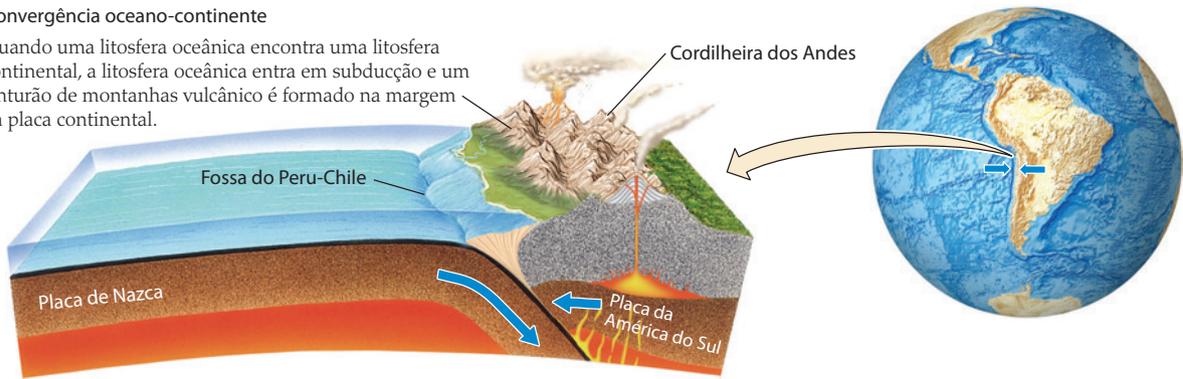


FIGURA 2.8 ■ As interações de placas litosféricas nos limites dependem da direção relativa do movimento de placas e do tipo de litosfera envolvido.

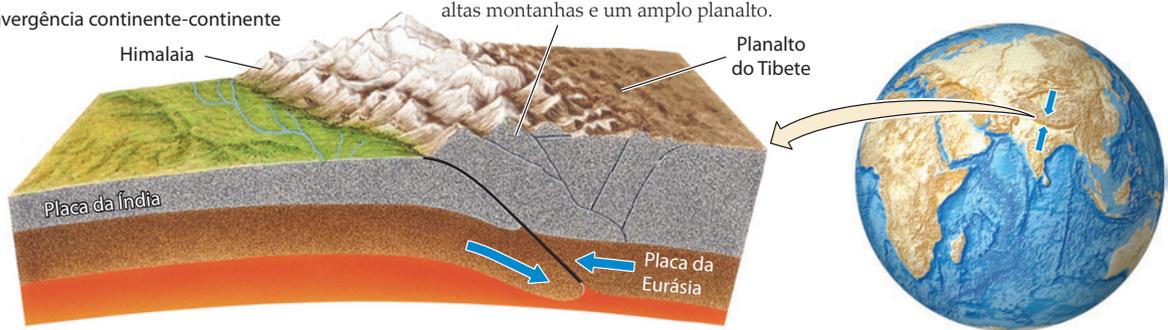
(d) **Convergência oceano-continente**

Quando uma litosfera oceânica encontra uma litosfera continental, a litosfera oceânica entra em subducção e um cinturão de montanhas vulcânico é formado na margem da placa continental.



(e) **Convergência continente-continente**

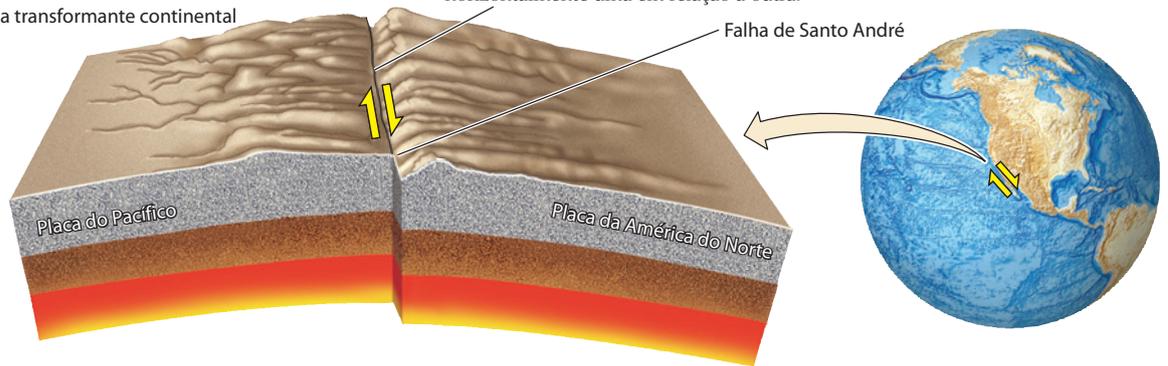
Quando dois continentes convergem, a crosta é amassada e espessada, formando altas montanhas e um amplo planalto.



LIMITES DE FALHAS TRANSFORMANTES

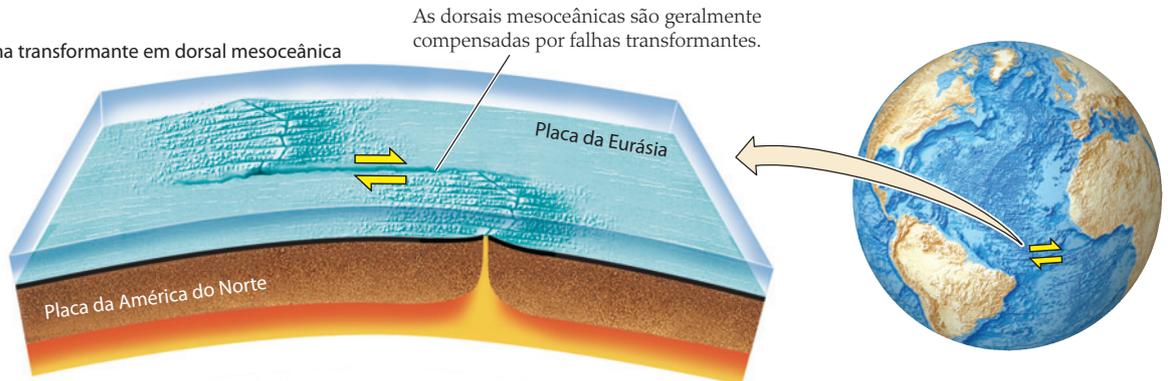
Nas falhas transformantes, as placas deslocam-se horizontalmente uma em relação à outra.

(f) **Falha transformante continental**



(g) **Falha transformante em dorsal mesoceânica**

As dorsais mesoceânicas são geralmente compensadas por falhas transformantes.



Além das placas maiores, existe uma série de outras menores. Um exemplo é a minúscula Placa de Juan de Fuca, um pedaço da litosfera oceânica aprisionado entre as gigantes placas do Pacífico e da América do Norte, na costa noroeste dos Estados Unidos. Outras são fragmentos continentais, como a pequena Placa da Anatólia, que inclui a maior parte da Turquia.

Se você quer ver a tectônica de placas em ação, visite um limite de placa. Dependendo de qual você for ver, encontrará terremotos, vulcões, montanhas, riftes estreitos e longos, pagueamento, falhamento, etc. Muitas feições geológicas desenvolvem-se por meio da interação das placas em seus limites.

Há três tipos básicos de limites de placas (Figura 2.8), todos definidos pela direção do movimento das placas uma em relação à outra:

- Em **limites divergentes**, as placas afastam-se e uma nova litosfera é criada (a área da placa aumenta).
- Em **limites convergentes**, as placas juntam-se e uma delas é reciclada, retornando ao manto (a área da placa diminui).
- Em **limites transformantes**, as placas deslizam horizontalmente uma em relação à outra (a área da placa permanece constante).

Como em muitos modelos da natureza, os três tipos de limites de placa são idealizados. Além desses três tipos básicos, existem limites “oblíquos”, que combinam divergência ou convergência com alguma quantidade de falhamento transformante. Ainda, o que de fato acontece em um limite de placa depende do tipo de litosfera envolvida, porque as litosferas oceânica e continental comportam-se de modo um tanto diferente. A crosta continental é formada de rochas que são mais leves e menos resistentes que a crosta oceânica ou o manto abaixo da crosta (ver Figura 1.11). Os capítulos posteriores irão examinar essa diferença composicional em mais detalhe, mas, por enquanto, é necessário ter em mente apenas duas consequências:

1. Por ser mais leve, a crosta continental não é tão facilmente reciclada para o manto como a crosta oceânica.
2. Como a crosta continental é menos resistente, os limites de placa que a envolvem tendem a ser mais espalhados e complicados que os limites das placas oceânicas.

Limites divergentes

Os limites divergentes são locais onde as placas se separam. Os limites divergentes dentro das bacias oceânicas são riftes estreitos que se aproximam da idealização da tectônica de placas. A divergência dentro dos continentes geralmente é mais complicada e distribuída sobre uma área mais larga. Essa diferença é ilustrada nas Figuras 2.8a e 2.8b.

SEPARAÇÃO DE PLACAS NOS OCEANOS No fundo do mar, o limite entre as placas em separação é marcado por uma **dorsal mesoceânica**, uma cadeia submarina de montanhas que exhibe terremotos, vulcanismo e rifteamento causados por forças extensionais (estiramento) de convecção

do manto que estão puxando as duas placas à parte. O assoalho oceânico separa-se à medida que a rocha quente derretida, chamada *magma*, sobe pelos riftes para formar uma nova crosta oceânica. A Figura 2.8a mostra o que acontece em um desses **centros de expansão** na Dorsal Mesoatlântica, onde as placas da América do Norte e da Eurásia estão separando-se. (Um retrato mais detalhado da Dorsal Mesoatlântica foi mostrado na Figura 2.4.) A ilha da Islândia expõe um segmento da Dorsal Mesoatlântica, que em outras circunstâncias está submersa, fornecendo aos geólogos uma oportunidade de observar diretamente o processo de separação de placas e de expansão do fundo oceânico (Figura 2.9). A Dorsal Mesoatlântica é discernível no Oceano Ártico, ao norte da Islândia, e conecta-se a um sistema de dorsais mesoceânicas que quase circunda o globo e serpenteia através dos oceanos Índico e Pacífico, terminando ao longo da costa oeste da América do Norte. Esses centros de expansão originaram os milhões de quilômetros quadrados de crosta oceânica que são atualmente o assoalho de todos os oceanos.

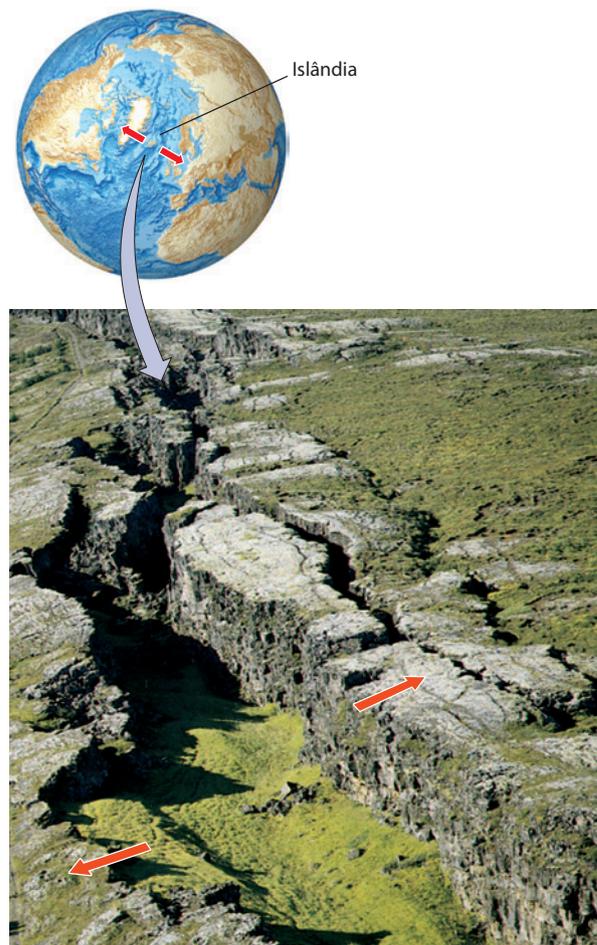


FIGURA 2.9 ■ A Dorsal Mesoatlântica, um limite de placa divergente, aflora acima do nível do mar na Islândia. O vale em rifte com forma de fratura preenchido com rochas vulcânicas novas indica que as placas estão sendo afastadas. [Gudmundur E. Sigvaldason, Nordic Volcanological Institute]

SEPARAÇÃO DE PLACAS NOS CONTINENTES Os estágios iniciais da separação de placas, como o que forma o grande vale em Rife do leste da África (Figura 2.8b), podem ser encontrados em alguns continentes. Esses limites divergentes são caracterizados por vales em rife, atividade vulcânica e terremotos distribuídos sobre uma zona mais larga que a dos centros de expansão oceânicos. O Mar Vermelho e o Golfo da Califórnia são riftes que se encontram em um estágio mais avançado de expansão (Figura 2.10). Nesses casos, os continentes já se separaram o suficiente para que o novo assoalho oceânico pudesse ser formado ao longo do eixo de expansão e os vales em rife fossem inundados pelo oceano.

Algumas vezes, o fendimento continental pode tornar-se mais lento ou parar antes de haver a separação do continente. O Vale do Reno, ao longo da fronteira da Alemanha e da França, no oeste da Europa, é um rife continental fracamente ativo que pode ser este tipo de centro de expansão que “fracassou”. Será que o rife do leste africano vai continuar a abrir-se, levando a Subplaca Somaliana a separar-se completamente da África e formar uma nova bacia oceânica, como aconteceu entre a África e a ilha de Madagascar, ou irá o espalhamento tornar-se mais lento e

finalmente parar, como parece estar acontecendo no oeste da Europa? Os geólogos não sabem as respostas.

Limites convergentes

As placas litosféricas cobrem todo o globo, de modo que, se elas se separam em certo lugar, deverão convergir em outro, conservando, assim, a área da superfície terrestre. (Até onde pode ser averiguado, nosso planeta não está se expandindo!) Onde as placas colidem frontalmente, elas formam limites convergentes. A profusão de eventos geológicos resultantes da colisão de placas torna os limites convergentes os mais complexos observados na tectônica de placas.

CONVERGÊNCIA OCEANO-OCEANO Se as duas placas envolvidas são oceânicas, uma desce abaixo da outra em um processo conhecido como **subducção**⁷ (Figura 2.8c). A litosfera oceânica da placa que está em subducção afunda na astenosfera e é por fim reciclada pelo sistema de convecção do manto. Esse encurvamento para baixo produz uma longa e estreita fossa de mar profundo. Na Fossa das Marianas, no oeste do Pacífico, o oceano atinge sua maior profundidade, de cerca de 11 km – mais que a altura do Monte Everest.

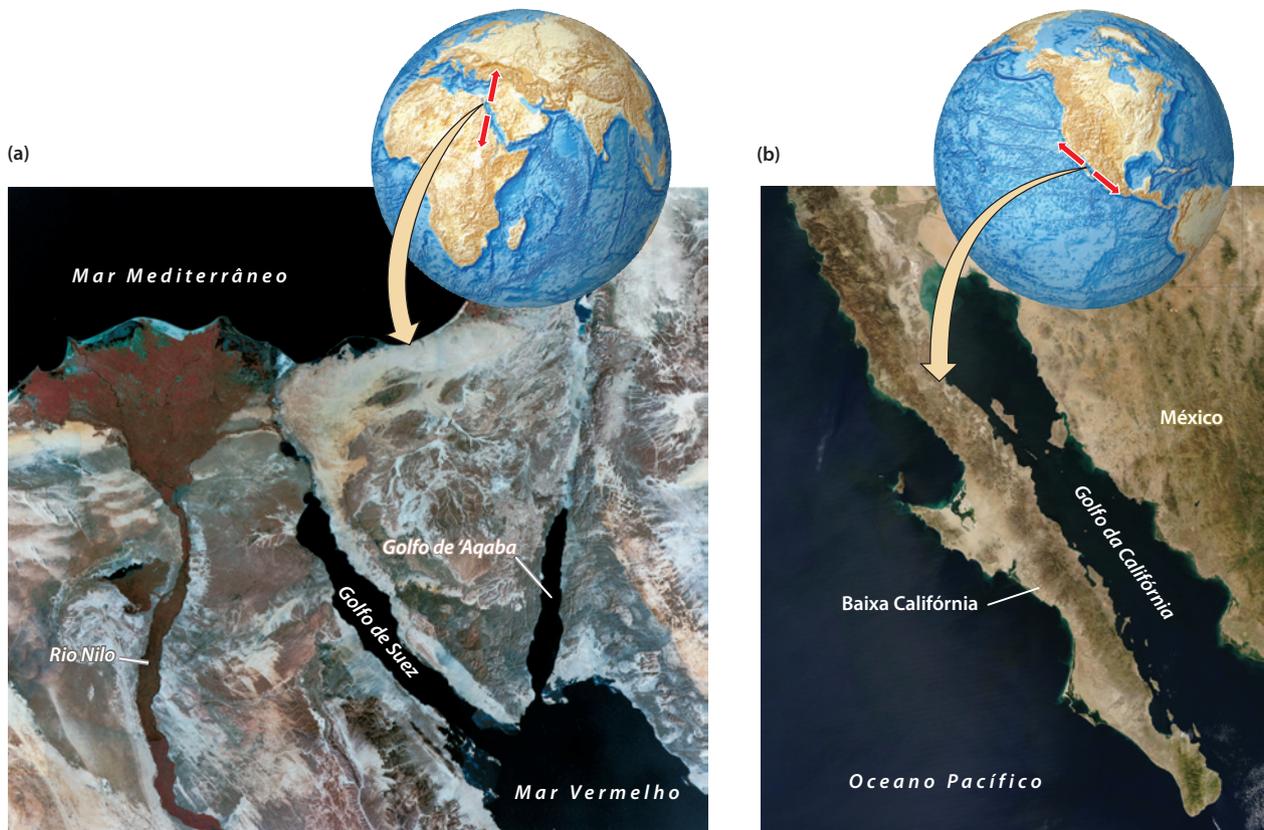


FIGURA 2.10 ■ Fendimento de crosta continental. (a) A Placa da Arábia, à direita, está se movendo para o nordeste em relação à Placa da África, à esquerda, abrindo o Mar Vermelho (embaixo à direita). O Golfo de Suez é um rife falhado que se tornou inativo há cerca de 5 milhões de anos. Ao norte do Mar Vermelho, a maioria do movimento de placa agora se dá por rifteamento e falhas transformantes ao longo do Golfo de Aqaba⁸ e sua extensão norte. (b) A Baixa Califórnia, na Placa do Pacífico, está se movendo para o noroeste em relação à Placa da América do Norte, abrindo o Golfo da Califórnia entre a Baixa Califórnia e o continente mexicano. [(a) Earth Satellite Corporation; (b) Jeff Schmaltz, MODIS Rapid Response Team, NASA/GSFC]

À medida que a placa litosférica fria desce, a pressão aumenta; a água aprisionada nas rochas da crosta oceânica subduzida é “espremida” e ascende à astenosfera acima da placa. Esse fluido causa fusão do manto. O magma resultante produz uma cadeia de vulcões, denominada **arco de ilhas**,⁹ atrás da fossa. A subducção da Placa do Pacífico formou as Ilhas Aleutas, a oeste do Alasca, que são vulcanicamente ativas, bem como os arcos de ilhas abundantes no oeste do Pacífico. Os terremotos que podem ocorrer em profundidades que chegam a até 690 km abaixo desses arcos de ilhas delimitam as placas frias da litosfera à medida que elas se afundam no manto.

CONVERGÊNCIA OCEANO-CONTINENTE Se uma placa tem uma borda continental, ela cavalga a placa oceânica, porque a crosta continental é mais leve e subduz mais facilmente que a crosta oceânica (Figura 2.8d). A margem submersa do continente fica enrugada pela convergência, deformando a crosta continental e soerguendo rochas em um cinturão de montanhas aproximadamente paralelo à fossa de mar profundo. As enormes forças compressivas de convergência e subducção produzem grandes terremotos ao longo da zona de subducção. Ao longo do tempo, materiais são raspados da placa descendente e incorporados nas montanhas adjacentes, deixando aos geólogos um complexo (e frequentemente confuso) registro do processo de subducção. Como no caso da convergência oceano-oceano, a água carregada para baixo pela placa oceânica mergulhante causa a fusão da cunha do manto; o magma resultante ascende e forma vulcões no cinturão de montanhas atrás da fossa.

A costa oeste da América do Sul, onde a Placa da América do Sul colide com a Placa de Nazca, é uma zona de subducção desse tipo. Uma grande cadeia de altas montanhas, os Andes, eleva-se no lado continental do limite colidente, e uma fossa de mar profundo situa-se próximo à costa. Os vulcões aqui são ativos e mortais. Um deles, o Nevado del Ruiz, na Colômbia, matou 25 mil pessoas por ocasião de uma erupção em 1985. Alguns dos maiores terremotos do mundo também foram registrados ao longo desse limite.

Outro exemplo é a zona de subducção de Cascadia, onde a pequena Placa de Juan de Fuca converge com a Placa da América do Norte ao longo da costa oeste do continente homônimo. Esse limite convergente deu origem aos perigosos vulcões da Cadeia Cascade,¹⁰ como o do Monte Santa Helena, que teve uma forte erupção em 1980 e outra fraca em 2004. Existe uma preocupação crescente de que um grande terremoto ocorra na zona de subducção de Cascadia, o que causaria dano considerável ao longo das costas dos Estados de Oregon, Washington e Colúmbia Britânica. Um terremoto desses poderia causar um tsunâmi tão grande quanto o desastroso tsunâmi gerado pelo terremoto de Sumatra de 26 de dezembro de 2004, que ocorreu em uma zona de subducção no leste do Oceano Índico.

CONVERGÊNCIA CONTINENTE-CONTINENTE Onde a convergência de placas envolve dois continentes (Figura 2.8e), a subducção do tipo oceânica não pode acontecer. As consequências geológicas desse tipo de colisão são consideráveis. A colisão das placas da Índia e da Eurásia, ambas

com continentes em sua borda frontal, fornece o melhor exemplo. A Placa da Eurásia cavalga a Placa da Índia, mas a Índia e a Ásia mantêm-se flutuantes, criando uma espessura dupla da crosta e formando a cordilheira de montanhas mais alta do mundo, o Himalaia, bem como o vasto e alto Planalto do Tibete. Nessa e em outras zonas de colisão continente-continente, ocorrem terremotos violentos na crosta que está sofrendo enrugamento. Muitos episódios de formação de montanhas ao longo de toda a história da Terra foram causados por colisões continente-continente. Os Apalaches, que percorrem a costa leste da América do Norte, foram soerguidos quando a América do Norte, a Eurásia e a África colidiram para formar o supercontinente Pangeia, cerca de 300 milhões de anos atrás.

Limites de falhas transformantes

Em limites onde as placas deslizam uma em relação à outra, a litosfera não é nem criada nem destruída. Esses limites são falhas transformantes: fraturas ao longo das quais as placas deslizam horizontalmente uma em relação à outra (ver Figuras 2.8f e 2.8g).

A Falha de Santo André na Califórnia, onde a Placa do Pacífico desliza em relação à Placa da América do Norte, é um ótimo exemplo de uma falha transformante em continente (Figura 2.8f). Pelo fato de as placas terem se deslocado umas em relação às outras durante milhões de anos, as rochas contíguas nos dois lados da falha são de tipos e idades diferentes (Figura 2.11).

Grandes terremotos, como o que destruiu a cidade de San Francisco em 1906, podem ocorrer nos limites de placas transformantes. Existe muita preocupação de que, nas próximas décadas, um repentino deslocamento possa ocorrer ao longo da Falha de Santo André ou de outras falhas relacionadas nas proximidades de Los Angeles e San Francisco, resultando em um terremoto extremamente destrutivo.

Os limites de falhas transformantes são geralmente encontrados em dorsais mesoceânicas, onde a continuidade de uma zona de expansão é rompida e o limite é compensado em um padrão semelhante a degraus. Um exemplo pode ser visto no limite entre a Placa da África e a Placa da América do Sul no Oceano Atlântico Central (Figura 2.8g). As falhas transformantes também podem conectar limites de placas divergentes com limites convergentes e limites convergentes com outros limites convergentes. Você poderia encontrar outros exemplos de tipos de limites de falhas transformantes na Figura 2.7?

Combinações de limites de placas

Cada placa é limitada por uma combinação de limites divergentes, convergentes e transformantes. Por exemplo, a Placa de Nazca tem três lados limitados por centros de expansão, deslocados segundo um padrão escalonado pelas falhas transformantes, e em um lado pela zona de subducção do Peru-Chile (Figura 2.7). A Placa da América do Norte é limitada a leste pela Dorsal Mesoatlântica, que é um centro de expansão, e a oeste pelas zonas de subducção e outros limites de falhas transformantes.



FIGURA 2.11 ■ Uma vista para o sudeste ao longo da Falha de Santo André na Planície de Carrizo, na Califórnia central. Santo André é uma falha transformante, formando uma parte do limite deslizante entre a Placa do Pacífico, à direita, e a Placa da América do Norte, à esquerda. [Kevin Schafer/Peter Arnold/Alamy]

Velocidade das placas e história dos movimentos

Quão rápido as placas se movem? Algumas movem-se mais rápido que outras? Se sim, por quê? As velocidades atuais dos movimentos das placas são as mesmas que no

passado geológico? Os geólogos têm desenvolvido métodos engenhosos para responder essas questões e, desse modo, entender melhor a tectônica de placas. Nesta seção, examinaremos três desses métodos.

O assoalho oceânico como um gravador magnético

Durante a Segunda Guerra Mundial, foram desenvolvidos magnetômetros extremamente sensíveis para detectar submarinos a partir dos campos magnéticos emanados por suas couraças de aço. Os geólogos modificaram ligeiramente esses instrumentos e rebocaram-nos atrás de navios de pesquisas para medir o campo magnético local criado por rochas magnetizadas no fundo do mar. Cruzando os oceanos repetidas vezes, os cientistas marinhos descobriram surpreendentes padrões regulares na intensidade do campo magnético local. Em muitas áreas, a intensidade do campo magnético alternava entre valores altos e baixos dispostos em bandas longas e estreitas chamadas de **anomalias magnéticas**, que eram quase perfeitamente simétricas à crista da dorsal mesoceânica (**Figura 2.12**). A detecção desses padrões foi uma dentre as grandes descobertas que confirmaram a hipótese da expansão do assoalho oceânico e levaram à teoria da tectônica de placas. A detecção desses padrões também permitiu aos geólogos medir os movimentos das placas ao longo do tempo geológico. Para entender esses avanços, precisamos olhar mais detidamente como as rochas tornam-se magnetizadas.

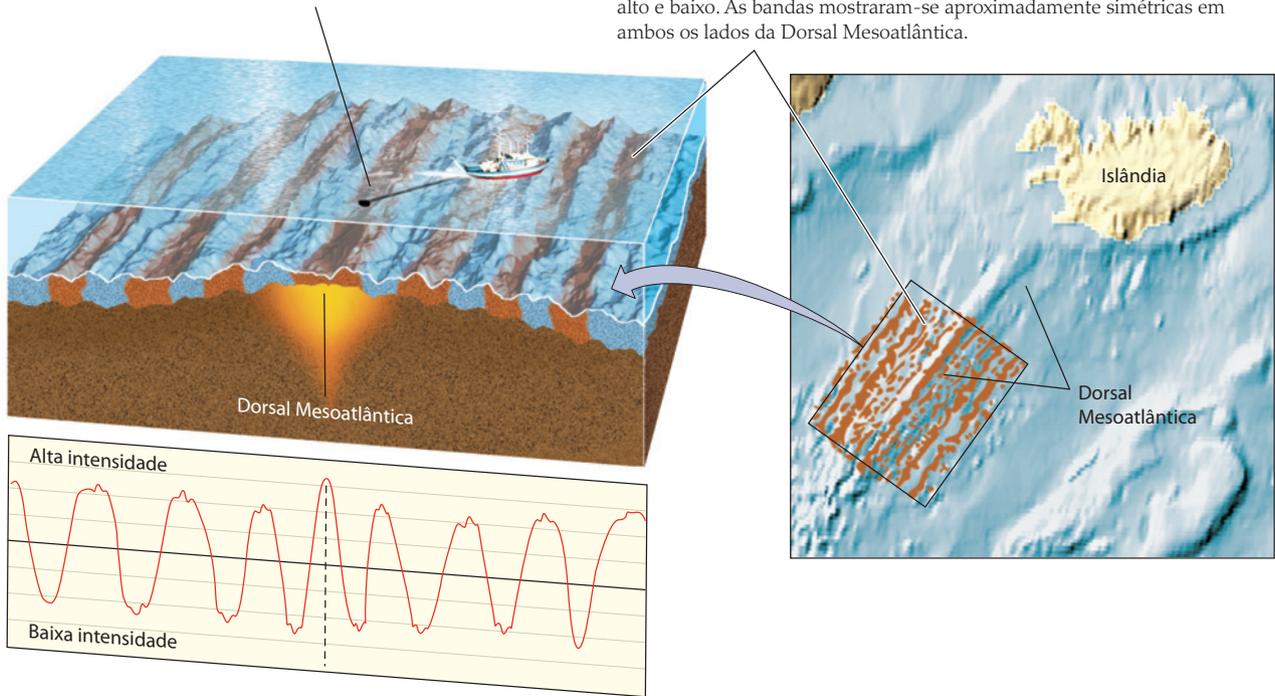
O REGISTRO ROCHOSO DAS REVERSÕES MAGNÉTICAS DA TERRA As anomalias magnéticas são evidências de que o campo magnético da Terra não permanece constante ao longo do tempo. Atualmente, o polo norte magnético está em alinhamento próximo ao polo norte geográfico (**Figura 1.16**), mas pequenas mudanças no geodínamo podem deslocar a orientação dos polos magnéticos norte e sul em 180° , criando uma reversão magnética.

No início da década de 1960, os geólogos descobriram que o registro preciso desse comportamento peculiar pode ser obtido a partir de derrames acamados de lava vulcânica. Quando lavas ricas em ferro resfriam-se, tornam-se levemente magnetizadas, mas de forma permanente, segundo a direção do campo magnético terrestre. Tal fenômeno é chamado de *magnetização termorremanente*, porque a rocha “recorda-se” da magnetização muito depois de o campo magnetizador existente ter sido mudado.

Em derrames de lavas acamados, como os do cone vulcânico, as rochas no topo representam a camada mais recente, enquanto as camadas mais profundas no cone são as mais antigas. A idade de cada camada pode ser determinada por métodos de datação precisa (descritos no Capítulo 8). A direção da magnetização de amostras de rocha de cada camada fornece a direção do campo magnético terrestre nelas congelada quando de seu resfriamento (**Figura 2.12b**). Por meio da repetição dessas medidas em centenas de lugares no mundo, os geólogos desvendaram a história detalhada das reversões magné-

(a) 1 Um navio rebocando um sensível magnetômetro...

2 ...registrou as anomalias magnéticas alternando bandas de magnetismo alto e baixo. As bandas mostraram-se aproximadamente simétricas em ambos os lados da Dorsal Mesoatlântica.



(b) 3 As lavas vulcânicas também revelaram anomalias magnéticas. Quando a lava rica em ferro resfria-se, torna-se magnetizada de acordo com a direção do campo magnético da Terra.

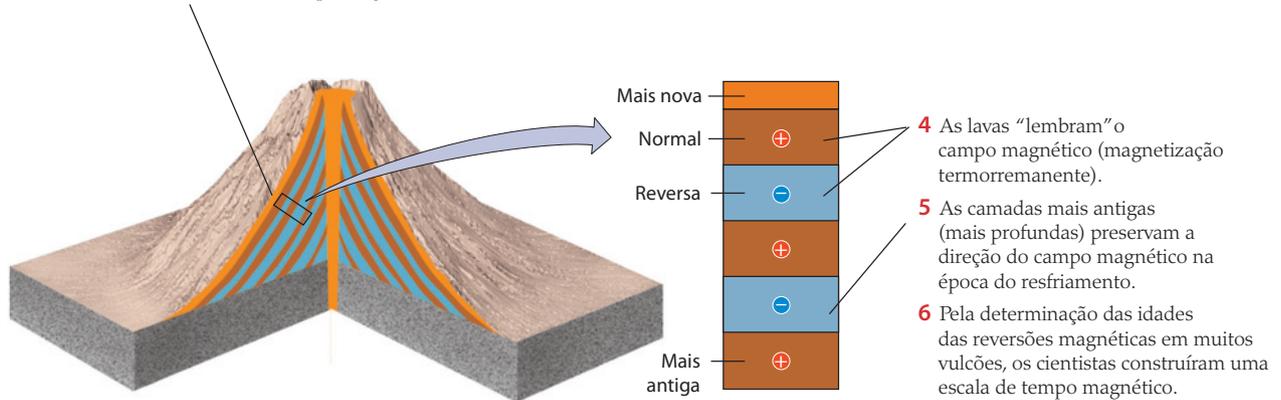


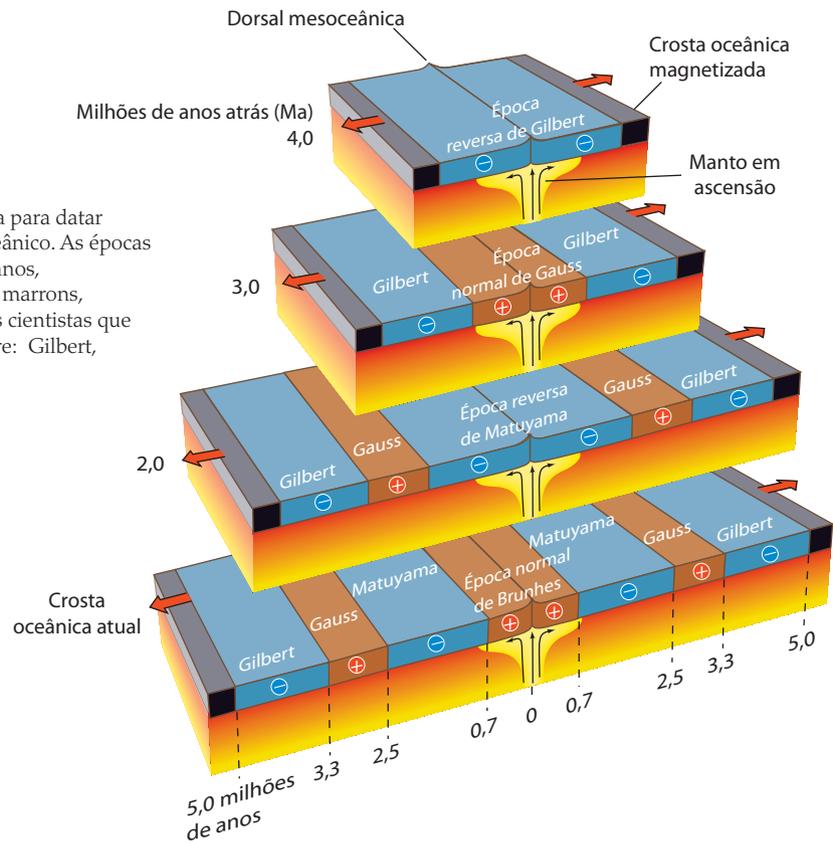
FIGURA 2.12 ■ As anomalias magnéticas permitem que os geólogos mensurem a velocidade de expansão do assoalho oceânico. (a) Um levantamento oceanográfico sobre a Dorsal Mesoatlântica, a sudoeste da Islândia, mostrou um padrão bandado de intensidade de campos magnéticos. (b) Os geólogos descobriram e dataram anomalias magnéticas semelhantes em lavas vulcânicas na terra para construir uma escala de tempo magnético. (c) Essa escala de tempo magnético foi usada para datar as anomalias magnéticas no assoalho oceânico no mundo inteiro.

ticas ao longo do tempo geológico. A **escala de tempo magnético** dos últimos 5 milhões de anos é apresentada na Figura 2.12c.

Cerca de metade de todas as rochas vulcânicas estudadas mostrou-se magnetizada em uma direção oposta ao campo magnético terrestre atual. Aparentemente, o campo inverteu-se muitas vezes no tempo geológico, e

campos normais (os mesmos de agora) e reversos (opostos ao de agora) são igualmente prováveis. Os períodos mais longos do campo normal ou reverso são chamados de *épocas magnéticas*; elas duram, em média, cerca de meio milhão de anos, embora o padrão de reversão, quando retrocedemos no tempo geológico, torne-se altamente irregular. Superpostas às épocas maiores, estão as reversões

- (c) 7 A escala de tempo magnético foi usada para datar anomalias magnéticas do assoalho oceânico. As épocas magnéticas dos últimos 5 milhões de anos, representadas aqui por bandas azuis e marrons, receberam nomes em homenagem aos cientistas que estudaram o campo magnético terrestre: Gilbert, Gauss, Matuyama e Brunhes.



curtas e transicionais do campo, conhecidas como *eventos magnéticos*, que podem durar desde alguns milhares até 200 mil anos.

PADRÕES DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS NO ASSOALHO OCEÂNICO Os peculiares padrões magnéticos bandados localizados no fundo do oceano deixaram os cientistas curiosos até 1963, quando dois ingleses, F. J. Vine e D. H. Mathews – e, independentemente, dois canadenses, L. Morley e A. Larochelle – formularam uma proposta surpreendente. Com base em novas evidências para as reversões magnéticas coletadas por geólogos em derrames de lavas no continente, eles argumentaram que as bandas magnéticas altas e baixas correspondiam a bandas de rochas do fundo submarino que foram magnetizadas durante episódios ancestrais do campo magnético normal e reverso. Ou seja, quando o navio de pesquisa estivesse sobre rochas magnetizadas na direção normal, ele registraria um campo magnético localmente mais forte, ou uma *anomalia magnética positiva*, e quando estivesse sobre rochas magnetizadas na direção reversa, registraria um campo localmente mais fraco, ou uma *anomalia magnética negativa*.

Esta ideia forneceu um poderoso teste para a hipótese da expansão do assoalho oceânico, que postula que o fundo submarino novo é formado ao longo dos riftes de uma crista da dorsal meso-oceânica, à medida que as placas se separam. O magma que surge do interior da Terra flui para o rifte, onde esfria, solidifica-se e torna-se magnetizado na direção do campo magnético da Terra da época.

À medida que o assoalho oceânico separa-se e afasta-se da crista, aproximadamente metade do material magnetizado em um certo momento move-se para um lado, e metade para o outro, formando duas bandas magnetizadas simétricas. Um novo material preenche as fraturas, continuando o processo. Desse modo, o assoalho submarino funciona como um gravador magnético que codifica a história de abertura dos oceanos.

A hipótese da expansão do assoalho oceânico oferece uma explicação consistente para os padrões simétricos de anomalias magnéticas encontradas em dorsais meso-oceânicas no mundo inteiro. Além disso, esses padrões são uma ferramenta precisa para medir as taxas de expansão do assoalho oceânico atuais e do passado geológico.

INFERINDO AS IDADES DO FUNDO OCEÂNICO E AS VELOCIDADES RELATIVAS DAS PLACAS

Por meio do uso das idades das reversões que foram determinadas a partir de lavas magnetizadas nos continentes, os geólogos puderam indicar idades para as bandas de rochas magnetizadas no fundo oceânico. Eles puderam calcular, então, quão rápido os oceanos se abriram, usando a fórmula $velocidade = distância/tempo$, sendo que a distância foi medida a partir do eixo da dorsal e o tempo, igualado à idade do fundo oceânico. Por exemplo: o padrão de anomalia magnética da Figura 2.12c mostrou que o limite entre a época normal de Gauss e a época reversa de Gilbert, que foram datadas a partir de derrames de lavas em 3,3 milhões de anos, estava localizado a cerca de 30 km da crista da Dorsal Mesoatlântica, a

sudoeste da Islândia. Aqui, a expansão do fundo oceânico separou as placas da América do Norte e da Eurásia por cerca de 60 km em 3,3 milhões de anos, fornecendo uma taxa de expansão de 18 km por milhão de ano ou, de outro modo, 18 mm/ano. Em um limite divergente de placas, a combinação da taxa de expansão e da direção de expansão fornece a **velocidade relativa da placa**: a velocidade com que uma placa move-se relativamente a outra.

Se você olhar a Figura 2.7, verá que a taxa de expansão para a Dorsal Mesoatlântica ao sul da Islândia é exageradamente baixa quando comparada com a de muitos outros lugares dessa mesma dorsal. O recorde de velocidade de expansão pode ser encontrado na Dorsal do Pacífico Oriental¹¹ ao sul do equador, onde as placas Pacífica e de Nazca estão se separando a uma taxa de cerca de 150 mm/ano – uma ordem de magnitude mais rápida que a taxa do Atlântico Norte. Uma média estimativa para as dorsais mesoceânicas do mundo é de cerca de 50 mm/ano. Essa é aproximadamente a taxa de crescimento de nossas unhas, e mostra que, em termos de geologia, as placas se movem mesmo muito rápido! Tais taxas de expansão fornecem dados importantes para o estudo do sistema de convecção do manto, tópico a que retornaremos mais adiante neste capítulo.

Podemos seguir a escala de tempo magnético a partir das muitas reversões do campo magnético terrestre. As bandas magnéticas correspondentes no assoalho oceânico, que podem ser pensadas como bandas de idades, têm sido mapeadas em detalhe a partir das cristas das dorsais mesoceânicas das várias bacias oceânicas, cobrindo um intervalo de tempo de quase 200 milhões de anos. O poder e a conveniência de usar a magnetização do assoalho oceânico para descobrir a história das bacias oceânicas não podem ser enfatizados em excesso. Os geólogos calcularam as idades de várias regiões do fundo oceânico sem sequer examinar amostras de rochas. Eles simplesmente cruzaram os oceanos, medindo os campos magnéticos das rochas do fundo submarino, e correlacionaram os padrões de reversão com as sequências de tempo estabelecidas pelos métodos anteriormente descritos. Na verdade, eles aprenderam como “tocar a fita novamente”.

Embora a medição da magnetização do fundo oceânico seja uma técnica muito eficiente, ela é um método indireto ou de sensoriamento remoto, pois as rochas não foram recuperadas do fundo oceânico e, portanto, suas idades não foram diretamente determinadas em laboratório. Uma evidência direta da expansão do fundo oceânico e do movimento de placas ainda se fazia necessária para convencer alguns poucos céticos remanescentes. A perfuração do fundo do mar veio suprir essas evidências que faltavam.

Perfuração de mar profundo

Em 1968, um programa de perfurações do fundo dos oceanos foi lançado como um projeto integrado pelas maiores instituições oceanográficas dos Estados Unidos e a Fundação Nacional de Ciência¹². Mais tarde, outras nações juntaram-se a esse esforço (Figura 2.13). Usando per-

furatrizes rotativas, os cientistas trouxeram testemunhos contendo secções de rochas do assoalho oceânico. Em alguns casos, a perfuração penetrou milhares de metros abaixo da superfície do fundo oceânico. Com esse programa, os geólogos tiveram a oportunidade de desvendar a história das bacias oceânicas a partir de evidências diretas.

Uma das coisas mais importantes a ser determinada era a idade de cada amostra. Pequenas partículas caindo através da água oceânica – poeira da atmosfera, material orgânico de plantas e animais marinhos – acumulam-se como sedimentos no fundo do mar à medida que uma nova crosta oceânica vai se formando. Desse modo, a idade dos sedimentos mais antigos dos testemunhos de sondagem, ou seja, daqueles imediatamente sobre a crosta, forneceu aos geólogos a idade do fundo oceânico naquele determinado ponto. A idade dos sedimentos pode ser calculada a partir de esqueletos fósseis de minúsculos organismos planctônicos unicelulares, que vivem na superfície do oceano e afundam quando morrem. Os geólogos constataram que as idades das amostras nos núcleos tornavam-se mais antigas com o aumento da distância a partir das dorsais mesoceânicas e que as idades das rochas do fundo submarino concordavam quase perfeitamente com aquelas determinadas a partir dos dados de reversão magnética. Essa concordância validou a escala de tempo magnético e forneceu fortes evidências da expansão do fundo do mar.



FIGURA 2.13 ■ O navio *JOIDES Resolution*, que perfura em mar profundo, tem 143 m de comprimento e carrega uma torre de perfuração de 61 m de altura, com capacidade de perfurar até o oceano mais profundo. Amostras de rocha recuperadas do assoalho oceânico confirmaram as idades de rochas do fundo oceânico deduzidas a partir de anomalias magnéticas. Essas amostras também lançaram nova luz sobre a história das bacias oceânicas e as antigas condições climáticas. [Cortesia do Programa de Perfuração Oceânica/TAMU]

Medidas do movimento da placa pela Geodésia

Em suas publicações em defesa da deriva continental, Alfred Wegener cometeu um grande erro: ele propôs que a América do Norte e a Europa estavam afastando-se a uma taxa de aproximadamente 30 m/ano – mil vezes mais rápido que a expansão real do assoalho do Atlântico! Essa velocidade incredivelmente alta foi uma das razões que levaram muitos cientistas a rejeitar por inteiro as noções de deriva continental. Wegener fez essas estimativas por assumir incorretamente que os continentes estavam juntos, constituindo a Pangeia, em um tempo tão recente quanto o da última idade glacial (que ocorreu há apenas 20 mil anos). Sua crença em uma rápida taxa também envolveu certa dose de otimismo. Ele esperava que a hipótese da deriva pudesse ser confirmada por repetidas medidas acuradas da distância através do Oceano Atlântico usando o posicionamento astronômico.

POSICIONAMENTO ASTRONÔMICO O posicionamento astronômico – medida da posição das estrelas no céu noturno para determinar onde você está – é uma técnica da **Geodésia**, a ciência ancestral de medir a forma da Terra e posicionar pontos na sua superfície. Os navegadores utilizaram o posicionamento astronômico durante séculos para determinar os limites geográficos das terras, e os marinheiros fizeram o mesmo para direcionar seus navios no mar. Há 4 mil anos, os construtores egípcios usaram essa técnica para posicionar a Grande Pirâmide perfeitamente para o norte.

Wegener imaginou que a Geodésia pudesse ser usada para medir a deriva continental da seguinte maneira. Dois observadores, um na Europa e o outro na América do Norte, determinariam simultaneamente as suas posições relativas a estrelas fixas. A partir dessas posições, eles poderiam calcular a distância entre os dois pontos de observação em cada instante. Então repetiriam essas medidas de distância a partir dos mesmos postos de observação algum tempo depois, digamos, após um ano. Se os continentes estivessem à deriva, então a distância deveria ter aumentado e o valor do incremento determinaria a velocidade da mesma.

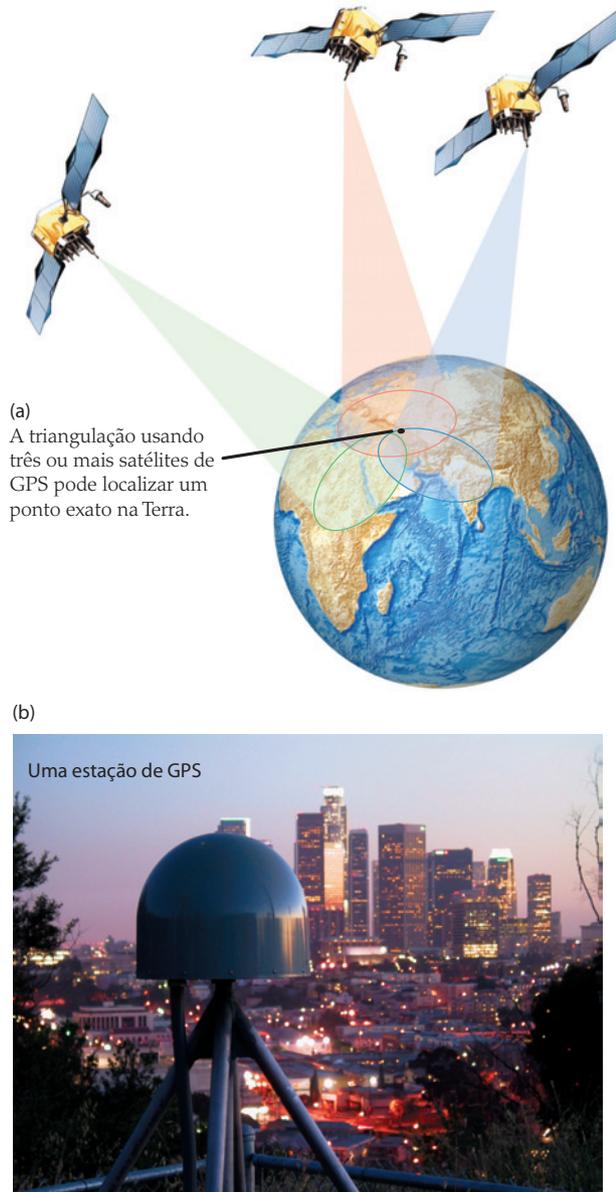
No entanto, para essa técnica funcionar, as posições relativas dos postos de observação deveriam ser determinadas de modo suficientemente acurado para medir o movimento. Na época de Wegener, a acurácia do posicionamento astronômico era pobre; os erros na fixação das distâncias intercontinentais excediam a 100 metros. Desse modo, mesmo as altas taxas de deriva que ele estava propondo exigiriam um certo número de anos para serem observadas. Ele argumentou que duas determinações astronômicas da distância entre a Europa e a Groenlândia (onde trabalhou como meteorologista), tomadas com um intervalo de seis anos, suportavam suas altas taxas, mas ele estava equivocado novamente. Sabemos hoje que o deslocamento da Dorsal Mesoatlântica entre a medida de um levantamento e o seguinte é de apenas um décimo de metro, mil vezes menos que o necessário para ser observado pelas técnicas que estavam disponíveis então.

Em função da alta exatidão requerida para observar diretamente o movimento das placas, as técnicas geodésicas não exerceram papel significativo na descoberta da tectônica de placas. Os geólogos tiveram de confiar na evidência da expansão do fundo oceânico a partir do registro geológico – as anomalias magnéticas e as idades dos fósseis descritas anteriormente. No entanto, um método de posicionamento astronômico iniciado no final da década de 1970 usou sinais de distantes “fontes de rádio quase estelares” (quasares) registrados por enormes radiotelescópios. Esse método pode medir distâncias intercontinentais com uma exatidão admirável de até 1 mm. Em 1986, um grupo de cientistas publicou um conjunto de medidas baseadas nessa técnica, que mostrou que as distâncias entre os radiotelescópios na Europa (Suécia) e na América do Norte (Massachusetts) tinham aumentado 19 mm/ano em um período de cinco anos, muito próximo do predito por modelos geológicos da tectônica de placas. O sonho de Wegener de medir a deriva continental diretamente por posicionamento astronômico foi finalmente realizado.

Hoje, a Grande Pirâmide do Egito não se encontra mais perfeitamente direcionada para o norte, como afirmado anteriormente, mas levemente a nordeste. Será que os astrônomos egípcios ancestrais cometeram esse erro ao orientá-la 40 séculos atrás?¹³ Os arqueólogos pensam que não. Durante esse período, a África derivou o suficiente para girar a pirâmide fora do alinhamento com o verdadeiro norte.

SISTEMA DE POSICIONAMENTO GLOBAL As operações geodésicas feitas com grandes radiotelescópios são muito caras e não são uma ferramenta prática para a investigação do movimento das placas tectônicas em áreas remotas. Desde meados da década de 1980, os geólogos têm conseguido tirar vantagem de uma nova constelação de 24 satélites orbitadores da Terra, chamados de Sistema de Posicionamento Global (GPS¹⁴), para fazer os mesmos tipos de medidas com a mesma impressionante exatidão. A constelação de satélites serve como um sistema de referência externa, do mesmo modo que as estrelas fixas e os quasares fazem em um posicionamento astronômico. Os satélites emitem ondas de rádio de alta frequência sincronizadas com relógios atômicos precisos situados à bordo. Esses sinais podem ser captados por receptores de rádios portáteis, muito mais baratos e menores que este livro (**Figura 2.14**). Esses aparelhos são semelhantes aos receptores GPS que hoje são usados em automóveis e por pessoas que fazem trilha, embora sejam muito mais precisos. (É interessante que os cientistas que desenvolveram os relógios atômicos usados em GPS o fizeram para pesquisa em física fundamental, sem ter ideia de que estariam criando uma indústria de muitos bilhões de dólares. Junto com o transistor, o *laser* e muitas outras tecnologias, o GPS demonstra a maneira fortuita como a pesquisa básica dá retorno à sociedade que a financia.)

Os geólogos estão agora usando o GPS para medir anualmente os movimentos das placas em muitas



(a)
A triangulação usando três ou mais satélites de GPS pode localizar um ponto exato na Terra.

(b)

Uma estação de GPS

FIGURA 2.14 ■ O Sistema de Posicionamento Global (GPS) é usado pelos geólogos para monitorar o movimento das placas. (a) Satélites de GPS fornecem um ponto fixo de referência fora da Terra. (b) Pequenos receptores de GPS podem ser facilmente posicionados em qualquer lugar da Terra. Deslocamentos de localizações dos receptores por um período de anos podem ser usados para medir o movimento de placas. [Cortesia do Southern California Earthquake Center]

localidades do globo. As mudanças da distância entre os receptores de GPS baseados na superfície terrestre de diferentes placas e registrados ao longo de muitos anos concordam em magnitude e direção com aquelas determinadas a partir das anomalias magnéticas do assoalho oceânico. Esses experimentos indicam que os movimentos das placas são notavelmente constantes durante períodos de tempo que variam de poucos a milhões de anos.

A grande reconstrução

O supercontinente Pangeia era a única grande massa de terras que existia há 250 milhões de anos. Um dos grandes triunfos da geologia moderna é a reconstrução dos eventos que levaram à aglutinação da Pangeia e a sua posterior fragmentação nos continentes que conhecemos hoje. Vamos usar o que aprendemos a respeito da tectônica de placas para ver como essa descoberta foi alcançada.

Isócronas do assoalho oceânico

O mapa colorido da **Figura 2.15** mostra as idades das rochas no assoalho oceânico, as quais foram determinadas a partir dos dados de anomalia magnética e de perfurações de mar profundo. Cada banda colorida representa um intervalo de tempo correspondente à idade da crosta dentro daquela banda. Note como o assoalho oceânico torna-se progressivamente mais antigo em ambos os lados das dorsais mesoceânicas. Os limites entre as bandas, chamados de **isócronas**, são curvas de contorno que delimitam rochas de mesma idade.

As isócronas fornecem-nos o tempo que decorreu desde que as rochas crustais foram injetadas como magma em um rifte mesoceânico e, desse modo, indicam a quantidade de expansão havida desde que elas foram geradas. Por exemplo, a distância a partir do eixo da dorsal de uma isócrona de 140 milhões de anos (limite entre bandas verdes e azuis) corresponde à extensão do novo assoalho oceânico criado nesse intervalo de tempo. As isócronas mais espaçadas (as bandas coloridas mais largas) do Pacífico oriental indicam taxas de expansão mais rápidas que as do Atlântico.

Em 1990, após uma busca de 20 anos, os geólogos encontraram as rochas oceânicas mais antigas por meio da perfuração do assoalho do Pacífico ocidental. Essas rochas tinham uma idade de cerca de 200 milhões de anos, o que representa apenas 4% da história da Terra. Isso indica o quão geologicamente novo é o fundo do oceano, quando comparado com os continentes. Em um período de 100 a 200 milhões de anos, em alguns lugares, e apenas dezenas de milhões de anos, em outros, a litosfera oceânica se forma por expansão do fundo oceânico, resfria-se e é reciclada de volta ao manto subjacente. Em contraposição, as rochas continentais mais antigas têm aproximadamente 4,3 bilhões de anos.

Reconstruindo a história dos movimentos das placas

As placas da Terra comportam-se como corpos rígidos. Ou seja, a distância entre três pontos na mesma placa rígida – digamos, Nova York, Miami e Bermudas, na Placa da América do Norte – não muda muito, independentemente do quão distante a placa se mova. Mas a distância entre, digamos, Nova York e Lisboa aumenta, porque as duas cidades estão em placas diferentes, as quais estão sendo separadas ao longo da Dorsal Mesoatlântica. A

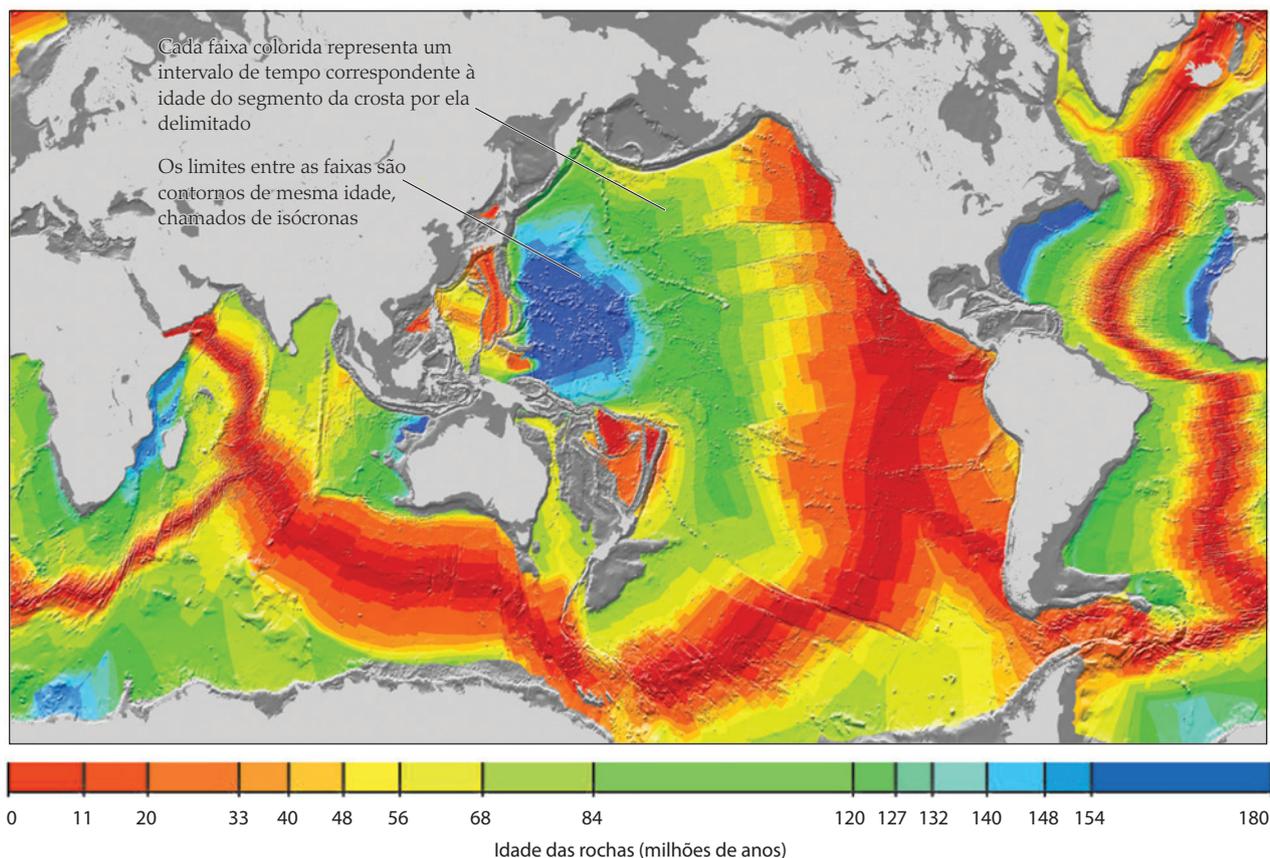


FIGURA 2.15 ■ Este mapa global de isócronas mostra as idades de rochas no assoalho oceânico. A escala de tempo na parte inferior fornece a idade do assoalho oceânico em milhões de anos, desde sua criação nas dorsais mesoceânicas. A cor cinza-clara indica terra; a cinza-escura, águas rasas sobre plataformas continentais. As dorsais mesoceânicas, ao longo das quais um novo assoalho submarino é extrudado, coincidem com as rochas mais novas (vermelho). [Journal of Geophysical Research 102 (1997): 3211-3214. Cortesia de R. Dietmar Müller]

direção do movimento de uma placa em relação à outra depende de princípios geométricos que governam o comportamento de placas rígidas em uma superfície esférica:

- *Os limites transformantes indicam as direções de movimentos relativos da placa.* Com poucas exceções, não ocorre sobreposição, flambagem ou separação ao longo de limites transformantes típicos e nos oceanos. As duas placas meramente se deslocam uma em relação à outra, sem criação ou destruição de material de ambas. Procure um limite transformante se quiser deduzir a direção do movimento relativo de uma placa, porque a orientação da falha é a direção na qual uma placa se desloca em relação a outra (ver Figuras 2.8f e 2.8g).
- *As isócronas do assoalho oceânico revelam as posições de limites divergentes em tempos anteriores.* As isócronas no assoalho oceânico são grosseiramente paralelas e simétricas com o eixo da dorsal mesoceânica ao longo da qual foram geradas (ver Figura 2.15). Devido ao fato de que cada isócrona coincidia com o limite de separação da placa em um tempo anterior, aquelas que apresentam a mesma idade, porém em lados

opostos de uma dorsal mesoceânica, podem ser reaproximadas para mostrar a posição das placas e a configuração dos continentes nelas encravados naquela época anterior.

Usando esses princípios, os geólogos reconstruíram a história da deriva continental. Eles mostraram, por exemplo, como a delgada península da Baixa Califórnia foi deslocada, por rifteamento, do continente mexicano durante os últimos 5 milhões de anos (ver Geologia na Prática).

GEOLOGIA NA PRÁTICA

O que aconteceu na Baixa Califórnia? Como os geólogos reconstróem os movimentos das placas

Geógrafos e geólogos há muito têm se perguntado sobre a incomum geografia da Baixa Califórnia. Por que o Golfo da Califórnia é tão comprido e delgado? Por que a

península da Baixa Califórnia é paralela à linha costeira do México?

Quando atracou no litoral da Califórnia em 1535, o conquistador espanhol Hernando Cortés pensava ter descoberto uma ilha. Passaram-se décadas até que os espanhóis percebessem que a metade norte da *Isla California* era, na verdade, a costa oeste da América do Norte, e que sua metade inferior, a Baixa Califórnia, era uma longa e delgada península, separada do continente pelo estreito Golfo da Califórnia.

Quatro séculos mais tarde, a teoria da tectônica de placas deu uma resposta elegante ao enigma da Baixa Califórnia. Ao norte, na Alta Califórnia (também conhecida como Estado Dourado), a Placa do Pacífico está passando pela Placa da América do Norte ao longo da falha transformante de Santo André. Ao sul, o limite divergente entre a Placa do Pacífico e a pequena Placa de Rivera forma parte da Dorsal do Pacífico Oriental, uma dorsal mesoceânica que produz nova crosta oceânica conforme as duas placas separam-se.

Por meio do mapeamento de localizações de terremotos e vulcões submarinos, os geólogos marinhos con-

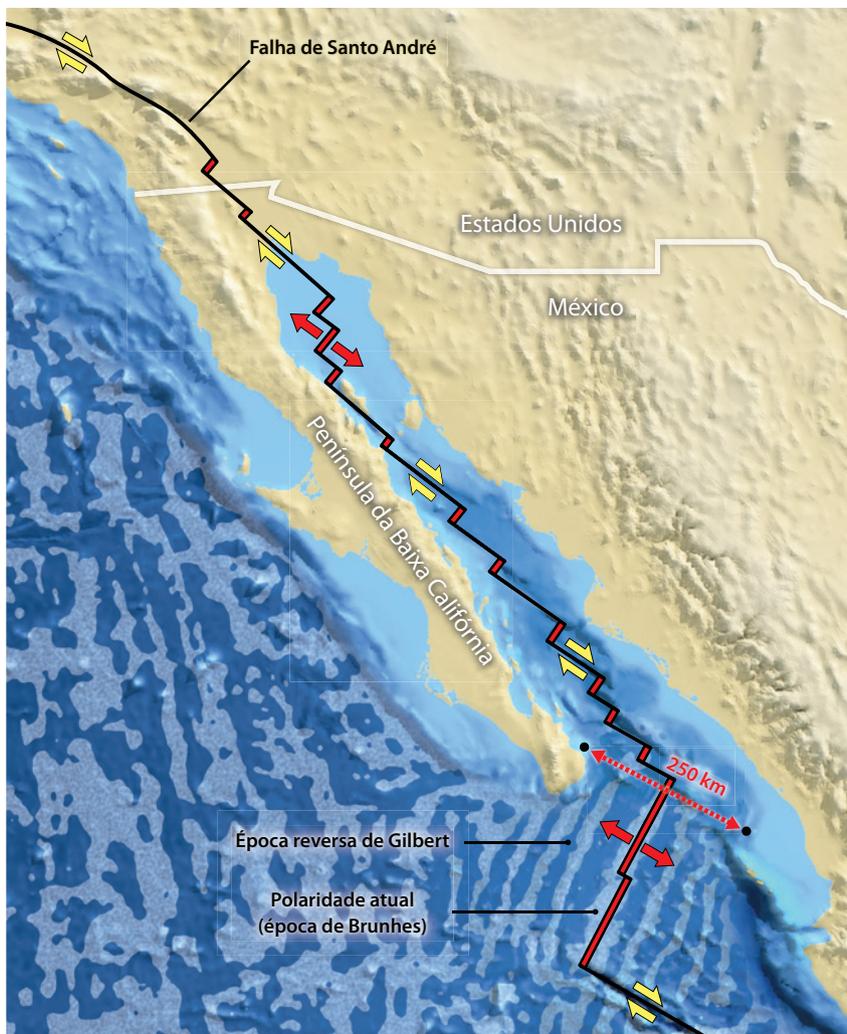
seguiram demonstrar que a Falha de Santo André está conectada à Dorsal do Pacífico Oriental por uma dúzia de pequenos centros de expansão deslocados por falhas transformantes – um limite de placa escalonado por todo o comprimento do Golfo da Califórnia. Desta forma, o movimento relativo das placas do Pacífico e da América do Norte está afastando a Baixa Califórnia do continente em um sentido noroeste, paralelamente às falhas transformantes, e o Golfo da Califórnia está sendo progressivamente ampliado pela expansão do assoalho oceânico.

Com que velocidade isso está ocorrendo? Pode-se fazer uma estimativa usando a seguinte equação:

$$\text{velocidade} = \text{distância} \div \text{tempo}$$

Precisamos de dois tipos de dados para aplicar essa fórmula:

- Podemos medir a *distância* com que a Baixa Califórnia se separou do México diretamente usando um mapa do fundo oceânico: cerca de 250 km.
- Podemos estimar a *tempo* transcorrido desde que a separação começou até o padrão de anomalias mag-



A Placa do Pacífico, à esquerda, está se movendo para o noroeste em relação à Placa da América do Norte, à direita, a uma velocidade de cerca de 50 mm/ano, deslocando a península da Baixa Califórnia, por rifteamento, do continente mexicano e abrindo o Golfo da Califórnia.

néticas na Dorsal do Pacífico Oriental. Nos dois lados desse centro de expansão, a anomalia magnética mais próxima à margem continental (e, portanto, a mais antiga) é a época reversa de Gilbert. Usando a escala de tempo magnético da Figura 2.12c, obtemos uma idade de separação de aproximadamente 5 milhões de anos (Ma).

Com essas informações, podemos calcular a velocidade aproximada da expansão do assoalho oceânico no Golfo da Califórnia:

$$\begin{aligned} \text{velocidade} &= \frac{\text{distância}}{\text{tempo}} \\ &= \frac{250 \text{ km}}{5 \text{ Ma}} \\ &= 50 \text{ km/Ma} \end{aligned}$$

ou 50 mm/ano.

É claro que essa é apenas uma velocidade média. Que constância ela tem apresentado? A separação de placas poderia ter começado de forma lenta e gradualmente acelerado, ou começado rapidamente e, depois, desacelerado. Se a primeira é verdadeira, então a taxa de separação atual deve ser maior do que a taxa média; se a segunda estiver correta, a taxa deve ser menor.

Com o advento do GPS, os geólogos conseguiram testar essas hipóteses usando um tipo completamente diferente de medição. Na década de 1990, foram feitos repetidos levantamentos das localizações de pontos nos dois lados do Golfo da Califórnia, paralelamente orientados ao movimento de placas. Verificou-se que as distâncias entre esses pontos aumentou em meio metro, ou seja, 500 mm em 10 anos, ou 50 mm/ano. Desta forma, a velocidade atual do movimento é aproximadamente igual à velocidade média; não é necessário haver uma aceleração ou desaceleração do movimento de placas para explicá-lo.

Baseados na concordância entre essas duas medições, assim como em outros dados, os geólogos propuseram uma história simples. Antes de 5 milhões de anos atrás, quando a Baixa Califórnia era parte do continente, o limite entre as placas do Pacífico e da América do Norte estava em algum lugar a oeste do continente norte-americano. Há cerca de 5 milhões de anos, esse limite saltou para o continente, dando início à expansão do assoalho oceânico no Golfo da Califórnia. Desde então, o movimento de placas tem sido praticamente estável, a 50 mm/ano.

Essa teoria sobreviveu a vários testes. Por exemplo, ela prevê que o atual deslizamento ao longo da Falha de Santo André também deveria ter começado há cerca de 5 milhões de anos, e essa previsão está em conformidade com as idades de rochas que foram deslocadas pela moderna Falha de Santo André.

O enigma da Baixa Califórnia não é mera curiosidade. Como veremos nos capítulos subsequentes, as histórias da tectônica de placas que aprendemos por meio de cálculos como esses ajudaram os geólogos a calibrar riscos de terremotos e buscar recursos minerais.

PROBLEMA EXTRA: Use um globo e o mapa de isócronas da Figura 2.15 para estimar a velocidade média da deriva continental entre a América do Norte e a África. Até que ponto essa velocidade equivale ao valor atual de 23 mm/ano, determinado com a utilização de GPS?

A fragmentação da Pangeia

Em uma escala muito maior, os geólogos reconstruíram a abertura do Oceano Atlântico e a fragmentação da Pangeia (Figura 2.16). Esse supercontinente é mostrado como existiu há 240 milhões de anos na Figura 2.16e. Ele começou a fragmentar-se com o rifteamento da América do Norte, que se separou da Europa há cerca de 200 milhões de anos (Figura 2.16f). A abertura do Atlântico Norte foi acompanhada pela separação dos continentes do norte (Laurásia) e do sul (Terra de Gondwana, ou Gondwana) e pelo rifteamento do Gondwana ao longo do que é hoje a costa leste da África (Figura 2.16g). A fragmentação do Gondwana separou a América do Sul, a África, a Índia e a Antártida, criando o Atlântico Sul e os oceanos do sul e estreitando o Oceano Tethys¹⁵ (Figura 2.16h). A separação da Austrália a partir da Antártida e a “martelada” da Índia na Eurásia fecharam o Oceano Tethys, formando o mundo como o vemos hoje (Figura 2.16i).

Os movimentos das placas não cessaram, é claro, de modo que a configuração dos continentes vai continuar a evoluir. Um cenário plausível para a distribuição dos continentes e limites de placas em 50 milhões de anos no futuro é mostrado na Figura 2.16j.

A aglutinação da Pangeia pela deriva continental

O mapa de isócronas da Figura 2.15 informa-nos de que todo o fundo oceânico existente na superfície terrestre foi criado a partir da fragmentação da Pangeia. No entanto, sabemos, baseados em registros geológicos de cinturões de montanhas continentais mais antigos, que a tectônica de placas estava operando há bilhões de anos antes dessa fragmentação. Evidentemente, a expansão do assoalho oceânico ocorria como hoje e existiram episódios prévios de deriva continental e colisão. O assoalho oceânico criado nesses tempos anteriores foi destruído pela subducção, retornando ao manto, de modo que são as evidências mais antigas preservadas nos continentes que possibilitam identificar e cartografar o movimento dos continentes antigos (*paleocontinentes*).

Os cinturões de montanhas antigos, como os Apalaches na América do Norte e os Urais, que separam a Europa da Ásia, auxiliam a posicionar colisões ancestrais de paleocontinentes. Em muitos lugares, as rochas revelam episódios ancestrais de rifteamento e subducção. Tipos de rochas e fósseis também indicam a distribuição de mares ancestrais, geleiras, terras baixas, montanhas e climas. O conhecimento dos climas ancestrais possibilita aos geólogos posicionarem as latitudes nas quais as

FORMAÇÃO DA PANGEIA

1 O supercontinente de Rodínia formou-se há cerca de 1,1 bilhão de anos e começou a se fragmentar há cerca de 750 milhões de anos.

RODÍNIA
(a) Proterozoico Superior, 750 Ma



(b) Proterozoico Superior, 650 Ma



(c) Ordoviciano Médio, 458 Ma



(d) Devoniano Inferior, 390 Ma



2 O supercontinente Pangeia já estava agregado há 237 Ma, circundado por um superoceano chamado Pantalassa (grego para "todos os mares"), o Oceano Pacífico ancestral. O Oceano Tethys, entre a África e a Eurásia, foi o ancestral do Mar Mediterrâneo.

PANGEIA
(e) Triássico Inferior, 237 Ma



FIGURA 2.16 ■ Riftingamento continental, deriva e colisões formaram e, depois, fragmentaram o supercontinente Pangeia. [Mapa paleogeográfico por Christopher R. Scotese, 2003. Projeto PALEOMAPA (www.scotese.com)]

A FRAGMENTAÇÃO DA PANGEIA

(f) Jurássico Inferior, 195 Ma



4 Há cerca de 150 Ma, a Pangeia estava nos seus estágios iniciais de fragmentação. O Oceano Atlântico abriu-se parcialmente, o Oceano Tethys contraiu-se e os continentes do Norte (Laurásia) tinham sido todos separados daqueles do Sul (Gondwana). Índia, Antártida e Austrália começaram a separar-se da África.

3 A fragmentação da Pangeia foi assinalada pela abertura de riftes a partir dos quais lavas extravasaram. Assembleias de rochas relictuais desse grande evento podem ser encontradas hoje como rochas vulcânicas de 200 milhões de anos desde a Nova Escócia até a Carolina do Norte.

(g) Jurássico Superior, 152 Ma



(h) Cretáceo Superior e Terciário Inferior, 66 Ma



5 Há 66 milhões de anos, o Atlântico Sul abriu-se e alargou-se. A Índia estava no seu caminho em direção ao Norte e à Ásia, e o Oceano Tethys estava se fechando de modo a formar o Mediterrâneo.

O MUNDO ATUAL E FUTURO

6 O mundo atual foi configurado durante os últimos 65 Ma. A Índia colidiu com a Ásia, terminando a sua viagem através do oceano, e ainda está sendo empurrada em direção ao norte, na Ásia. A Austrália separou-se da Antártida.

(i) MUNDO ATUAL



(j) Próximos 50 Ma, no futuro



rochas continentais foram formadas, o que, por sua vez, os auxilia a reconstituir o quebra-cabeça dos continentes ancestrais. Quando o vulcanismo ou a formação de montanhas produz rochas continentais novas, elas também registram a direção do campo magnético da Terra, da mesma maneira que acontece com as rochas oceânicas quando são criadas por expansão do fundo do mar. Como uma bússola congelada no tempo, o magnetismo fóssil de um fragmento continental registra a sua orientação e posição ancestrais.

O lado esquerdo da Figura 2.16 mostra um dos últimos esforços para representar a configuração dos continentes antes da Pangeia. É uma demonstração impressionante e verdadeira de que a ciência moderna pode recuperar a geografia desse estranho mundo de centenas de milhões de anos atrás. A evidência a partir de tipos de rochas, fósseis e magnetização permitiu aos cientistas reconstruir um supercontinente anterior, chamado de **Rodínia**, que se formou há cerca de 1,1 bilhão de anos e começou a se fragmentar há cerca de 750 milhões de anos (Figura 2.16a). Eles foram capazes de cartografar os fragmentos desse supercontinente ao longo dos 500 milhões de anos subsequentes à medida que derivavam e se rearranjavam no supercontinente Pangeia. Os geólogos estão continuamente descobrindo mais detalhes desse quebra-cabeça complexo, no qual cada fragmento muda de forma no decorrer do tempo geológico.

Implicações da grande reconstrução

Difícilmente algum ramo da Geologia passou incólume por essa grande reconstrução dos continentes. Os geólogos da área de prospecção usaram o encaixe dos continentes para encontrar depósitos minerais e de petróleo por meio da correlação de formações rochosas existentes em um continente com suas contrapartes pré-deriva em outro. Os paleontólogos repensaram alguns aspectos da evolução à luz da deriva continental. Os geólogos ampliaram seu foco de uma geologia de uma região particular para um cenário que abrange o mundo, pois o conceito da tectônica de placas fornece uma maneira de interpretar, em termos globais, processos geológicos, como formação de rochas, soerguimento de montanhas e mudanças climáticas.

Os oceanógrafos estão reconstruindo as correntes como poderiam ter existido em oceanos ancestrais para entender melhor os padrões de circulação moderna e explicar as variações dos sedimentos do mar profundo que são afetadas por tais correntes. Os cientistas estão “predizendo” o tempo passado para descrever temperaturas, ventos, extensão de geleiras continentais e como eram os níveis dos mares em tempos anteriores à deriva. Eles esperam aprender com o passado, de modo que possam prever o futuro – um assunto de grande urgência, devido às possibilidades do aquecimento global deflagrado pela atividade humana. Que testemunho melhor do triunfo dessa hipótese, outrora considerada ultrajante, do que sua habilidade para revitalizar e lançar luz em tantos tópicos diversos?

Convecção do manto: o mecanismo motor da tectônica de placas

Tudo o que foi discutido até agora pode ser denominado tectônica de placas descritiva. Mas dificilmente uma descrição é uma explicação. Precisamos de uma teoria mais compreensiva que explique *por que* as placas se movem. Descobrir tal teoria é um dos mais importantes desafios que confrontam os cientistas que estudam o sistema Terra. Nesta seção, discutiremos diversos aspectos desse problema que tem sido central para a pesquisa recente desses cientistas.

Como Arthur Holmes e os outros defensores pioneiros da deriva continental perceberam, a convecção do manto é o “motor” que controla os processos tectônicos de grande proporção que operam na superfície terrestre. No Capítulo 1, descrevemos o manto como um sólido moldável, ou dúctil. O material quente do manto é capaz de mover-se como um fluido viscoso. O calor que escapa do interior da Terra provoca a convecção desse material (circulação ascendente e descendente) a velocidades de poucas dezenas de milímetros por ano.

Quase todos os cientistas atualmente aceitam que as placas litosféricas de algum modo participam do fluxo desse sistema de convecção do manto. No entanto, como é de praxe, “o truque está nos detalhes”. Muitas hipóteses diferentes têm sido propostas com base em uma ou em outra peça de evidência, mas ninguém forneceu uma teoria satisfatória e abrangente que amarrasse todos os elementos. A seguir, apresentaremos três questões que remetem ao âmago do assunto e forneceremos nossas opiniões a respeito de suas respostas. Mas você deve ser cuidadoso para não aceitar essas respostas tentativas como um fato. Nossa compreensão do sistema de convecção do manto permanece um trabalho em andamento, o qual, talvez, tenhamos que alterar à medida que novas evidências estiverem disponíveis. As edições futuras deste livro poderão conter respostas diferentes!

Onde se originam as forças que movem as placas?

Veja um experimento que você pode fazer em sua cozinha: aqueça uma panela com água até que esteja próxima do ponto de fervura e adicione algumas folhas de chá seco no centro dela. Você vai observar que as folhas de chá movem-se na superfície da água, arrastadas pelas correntes de convecção da panela. Será que é desse modo que as placas se movem, passivamente arrastadas de um lado para outro nas costas das correntes de convecção que ascendem do manto?

A resposta parece ser não. A evidência principal vem das taxas de movimento das placas discutidas anteriormente neste capítulo. A partir da Figura 2.7, podemos observar que as placas que estão se movendo mais rápido (as placas do Pacífico, de Nazca, de Cocos, da Índia e da

Austrália) estão em processo de subducção ao longo de uma grande parte de suas bordas. Em contraste, as placas que estão se movendo devagar (placas da América do Norte, da América do Sul, da África, da Eurásia e da Antártida) não têm porções significativas de lascas descendentes. Essas observações sugerem que o movimento rápido das placas é causado pelas forças gravitacionais exercidas pelas lascas mais antigas e frias da litosfera (por isso pesadas). Em outras palavras, as placas não são arrastadas por correntes de convecção a partir do manto profundo, mas, em vez disso, “caem de volta” para o manto sob a ação do seu próprio peso. De acordo com essa hipótese, a expansão do assoalho oceânico é decorrente de uma ascensão passiva de material do manto onde as placas têm sido afastadas pelas forças de subducção.

Mas se a única força importante na tectônica de placas é o arraste gravitacional das lascas que estão em processo de subducção, por que então a Pangeia fragmentou-se e o Oceano Atlântico foi formado? A única porção da litosfera em subducção que atualmente está fixada às placas da América do Norte e da América do Sul é encontrada nos pequenos arcos de ilhas que limitam os mares do Caribe e de Scotia, os quais são considerados muito fracos para abrir o Atlântico. Uma possibilidade é a de que as placas cavalgantes, como as que estão em subducção, sejam puxadas em direção aos seus limites convergentes. Por exemplo, à medida que a Placa de Nazca é consumida sob a América do Sul, ela pode fazer com que o limite de placas ao longo da fossa Peru-Chile regrida em direção ao Pacífico, “sugando” a Placa da América do Sul para o oeste.

Outras forças são evidentes na história do movimento de placas. Quando os continentes se agruparam para formar a Pangeia, comportaram-se como um cobertor de isolamento, impedindo que o calor deixasse o manto da Terra (como geralmente o faz por meio do processo de expansão do assoalho oceânico). Esse calor acumulou-se ao decorrer do tempo, causando a formação de protuberâncias quentes no manto sob o supercontinente. Essas protuberâncias soergueram a Pangeia (levemente) e foram responsáveis por sua deriva em uma espécie de “escorregamento do solo” das suas porções situadas no topo. Essas forças gravitacio-

nais continuaram a controlar a expansão do assoalho oceânico à medida que as placas “deslizavam morro abaixo” a partir das cristas da Dorsal Mesoatlântica. Os terremotos que algumas vezes ocorrem no interior das placas mostram evidências diretas da compressão que elas sofrem por ação dessas forças de “empurrão” da dorsal meso-oceânica.

As forças que controlam a tectônica de placas são manifestações da convecção do manto, no sentido de que envolvem matéria aquecida que ascende em um local e matéria resfriada que afunda em outro. Embora muitas questões permaneçam abertas, podemos ter uma certeza razoável de que: (1) as placas exercem um papel ativo nesse sistema e (2) as forças associadas com as lascas mergulhantes e as cristas elevadas são provavelmente os fatores mais importantes para governar as taxas de movimento das placas (Figura 2.17). Os cientistas estão tentando resolver essa e outras questões levantadas nessa discussão por meio da comparação de observações com modelos computadorizados de detalhe do sistema de convecção mantélica. Alguns resultados serão discutidos no Capítulo 14.

Em qual profundidade ocorre a reciclagem das placas?

Para que a tectônica de placas funcione, o material litosférico que é consumido na zona de subducção deve ser reciclado no manto e, por fim, retornar à superfície à medida que a nova litosfera é criada ao longo dos centros de expansão das dorsais meso-oceânicas. Que profundidade esse processo de reciclagem alcança no manto? Ou seja, onde é o limite inferior do sistema de convecção do manto?

A maior profundidade que pode ser alcançada é de cerca de 2.890 km abaixo da superfície externa da Terra, onde um limite abrupto separa o manto do núcleo (Figura 2.18). Como vimos no Capítulo 1, o líquido rico em ferro abaixo desse limite núcleo-manto é muito mais denso que as rochas sólidas do manto, prevenindo qualquer intercâmbio significativo de material entre as duas camadas. Desse modo, podemos imaginar um sistema de convecção “total do manto” em que todo o material das placas circula por ele, atingindo o limite manto-núcleo (Figura 2.18a).

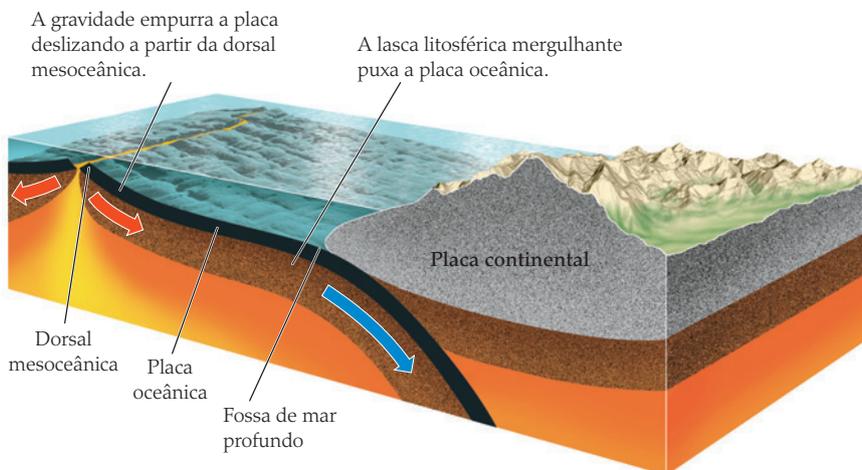


FIGURA 2.17 ■ Secção esquemática das camadas externas da Terra, ilustrando duas das forças consideradas importantes no controle da tectônica de placas: a força de puxão de uma lasca litosférica mergulhante e a força de empurrão de placas operando nas dorsais meso-oceânicas. [Fonte: D. Forsyth and S. Uyeda, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43 (1975): 163-200]

Nos primórdios da teoria da tectônica de placas, no entanto, muitos cientistas estavam convencidos de que a reciclagem das placas ocorria nos níveis menos profundos do manto. A evidência é fornecida pelos terremotos de foco profundo que marcam o consumo de placas litosféricas em zonas de subducção. A profundidade máxima desses terremotos é variável de acordo com a zona de subducção, dependendo de quão fria estão as porções mergulhantes da placa, mas os geólogos descobriram que nenhum terremoto estava ocorrendo abaixo de aproximadamente 700 km. Mais ainda, as propriedades dos terremotos nessas grandes profundidades indicaram que as lascas mergulhantes estavam encontrando material mais rígido que diminuía e, talvez, até bloqueava a progressão da descida.

Com base nessas e em outras evidências, os cientistas levantaram a hipótese de que a convecção pode ser dividida em duas camadas: um sistema do manto superior nos primeiros 700 km de profundidade, onde a reciclagem da litosfera ocorre, e um sistema do manto inferior, de 700 km de profundidade até o limite núcleo-manto, onde a convecção é muito mais lenta. De acordo com essa hipótese, chamada de “convecção estratificada”, a separação entre os dois sistemas mantém-se porque o sistema superior é constituído de rochas mais leves que as do inferior e, assim, flutua no topo, da mesma maneira que o manto flutua no núcleo (Figura 2.18b).

Para testar essas duas hipóteses em competição, os cientistas procuraram por “cemitérios litosféricos” abaixo das zonas convergentes, onde placas antigas mergulharam em subducção. A litosfera antiga consumida é mais fria que o manto circundante e, desse modo, pode ser “percebida” com o uso de ondas sísmicas. Além disso, deveria haver muitas delas lá embaixo. A partir do conhecimento do movimento das placas no passado, podemos estimar que, apenas a partir da fragmentação da Pangeia,

a litosfera reciclada de volta para o manto totaliza uma área equivalente à da superfície terrestre. Certamente, os cientistas encontraram regiões de material mais frio no manto profundo sob as Américas do Norte e do Sul, o leste da Ásia e outros sítios adjacentes aos limites de colisão de placas. Essas zonas ocorrem como extensões de lascas litosféricas descendentes, e algumas parecem ir até profundidades tão grandes quanto o limite núcleo-manto. A partir dessa evidência, a maioria dos cientistas concluiu que a reciclagem das placas ocorre por meio de convecção que afeta o manto inteiro, mais do que convecção estratificada.

Qual é a natureza das correntes de convecção ascendentes?

A existência da convecção do manto implica que aquilo que desce deve subir. Os cientistas aprenderam muito a respeito das correntes de convecção descendentes porque elas são marcadas por estreitas zonas de litosfera fria mergulhante que pode ser detectada por ondas sísmicas, como acabamos de ver. E o que se poderia dizer sobre as correntes de convecção ascendentes de material do manto necessárias para equilibrar a subducção? Existem zonas de ascensão de material mantélico em forma de camadas diretamente abaixo das dorsais mesoceânicas? A maioria dos cientistas que estudam o assunto pensa que não. Em vez disso, acredita que as correntes ascendentes são mais lentas e espalhadas sobre regiões mais largas. Essa visão é consistente com a ideia de que a expansão do assoalho oceânico é um processo mais passivo: praticamente em qualquer lugar onde você afastar as placas, vai ser gerado um centro de expansão.

Existe, no entanto, uma possível exceção: um tipo de corrente ascendente em forma de jato, chamado de **pluma do manto** (Figura 2.19). A melhor evidência para as

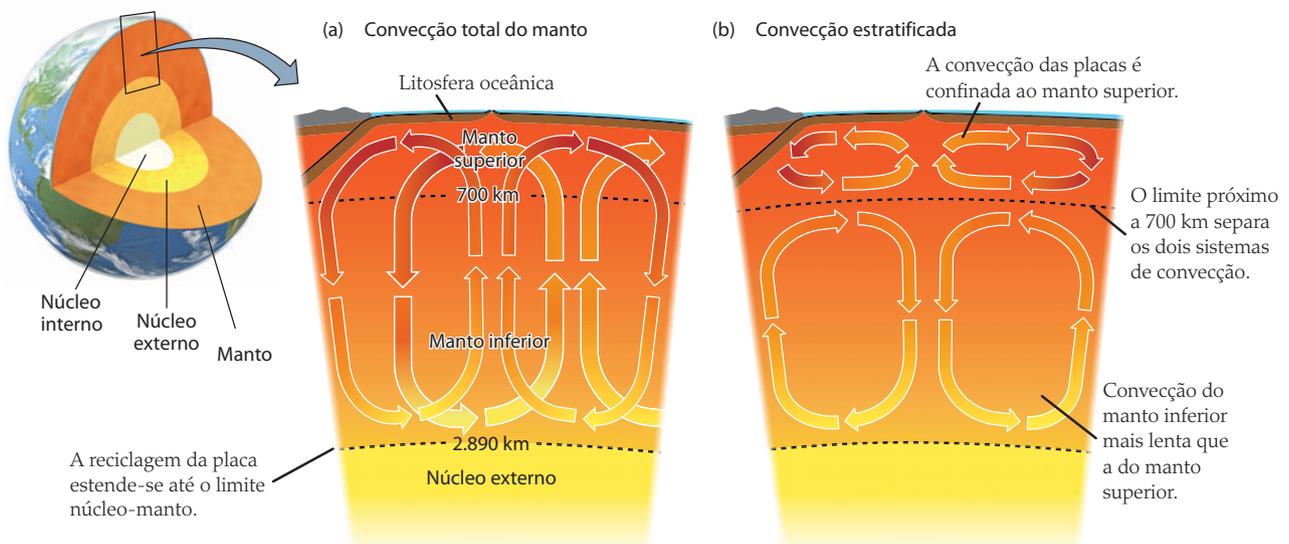


FIGURA 2.18 ■ Duas hipóteses competidoras para a extensão da profundidade do sistema de convecção do manto que recicla a litosfera.

plumas do manto vem de regiões de vulcanismo intenso e localizado (chamadas de *pontos quentes*), como o Havaí, onde enormes vulcões estão sendo formados no meio de placas, distantes de qualquer centro de expansão. As plumas são entendidas como cilindros finos, de menos de 100 km de diâmetro, de material que ascende rapidamente a partir do manto profundo (abaixo da astenosfera). As plumas do manto são tão intensas que podem literalmente formar buracos nas placas e extravasar grandes volumes de lava. As plumas talvez sejam responsáveis por derrames de lava tão volumosos que podem ter mudado o clima da Terra e causado extinção em massa (ver Capítulo 1). Veremos o vulcanismo de plumas com mais detalhes no Capítulo 12.

A hipótese da pluma foi primeiramente proposta por um dos fundadores da tectônica de placas, W. Jason Morgan, da Universidade de Princeton, em 1970, logo após o estabelecimento dessa teoria. Como outros aspectos do sistema de convecção do manto, no entanto, as observações sobre as correntes de convecção ascendentes são indiretas, e a hipótese das plumas permanece bastante controversa.

A teoria da tectônica de placas e o método científico

No capítulo anterior, abordamos o método científico e as maneiras por meio das quais ele guia o trabalho dos geólogos. No contexto do método científico, a tectônica de placas é uma teoria corroborada,¹⁶ cuja força reside em sua simplicidade, generalidade e consistência com muitos tipos de observações. As teorias podem ser sempre revertidas ou modificadas. Como vimos anteriormente,

várias hipóteses competidoras têm sido desenvolvidas acerca do modo como a convecção gera a tectônica de placas. Mas a teoria da tectônica de placas – como as teorias da idade da Terra, da evolução da vida e da genética – explica tanto e tão bem, que tem sobrevivido a muitos esforços para falseá-la, de modo que os geólogos a tratam como fato.

A pergunta que permanece é: por que a tectônica de placas não foi descoberta mais cedo? Por que a comunidade científica demorou tanto para mudar do ceticismo a respeito da deriva continental para a aceitação da teoria da tectônica de placas? Os cientistas trabalham com diferentes estilos. Suas mentes particularmente inquiridoras, desinibidas e sintetizantes fazem com que, frequentemente, sejam os primeiros a perceber as grandes verdades. Embora sua percepção comumente possa mostrar-se falsa (pense nos erros que Wegener cometeu na proposição da deriva continental), esses visionários, na maioria das vezes, são os primeiros a enxergar as grandes generalizações da ciência. Merecidamente, eles são aqueles dos quais a história se lembra.

A maioria dos cientistas, no entanto, procede mais cautelosamente e espera um lento processo de coleta de evidências que deem suporte à teoria. A deriva continental e a expansão do assoalho oceânico foram lentamente aceitas porque as ideias audaciosas foram apresentadas muito antes das firmes evidências. Os oceanos tiveram de ser explorados, novos instrumentos precisaram ser desenvolvidos e utilizados e foi necessário que o mar profundo fosse perfurado para ver o que existia lá antes que a maioria deles pudesse ser convencida. Hoje, muitos cientistas ainda estão esperando ser convencidos das ideias a respeito de como o sistema de convecção realmente funciona.

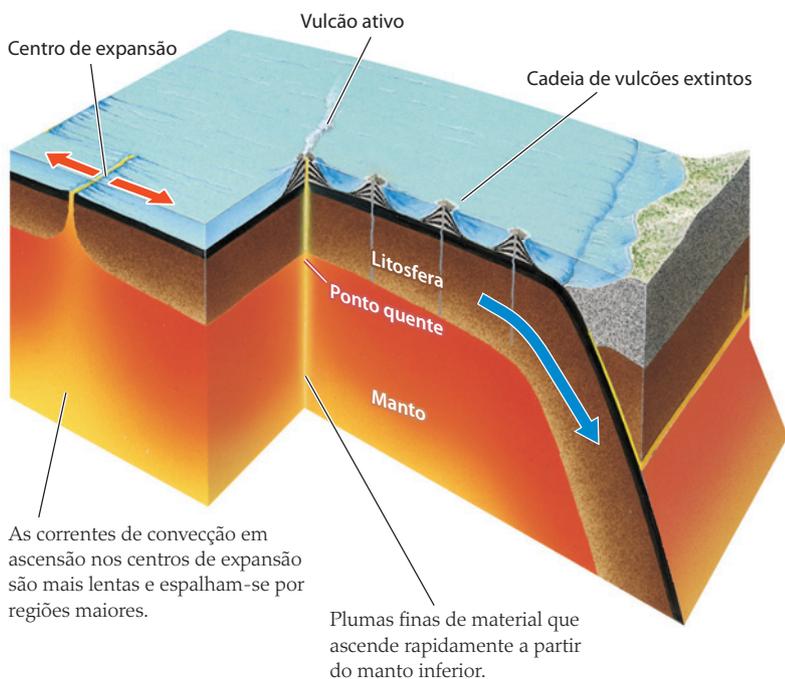


FIGURA 2.19 ■ Um modelo da hipótese da pluma do manto.

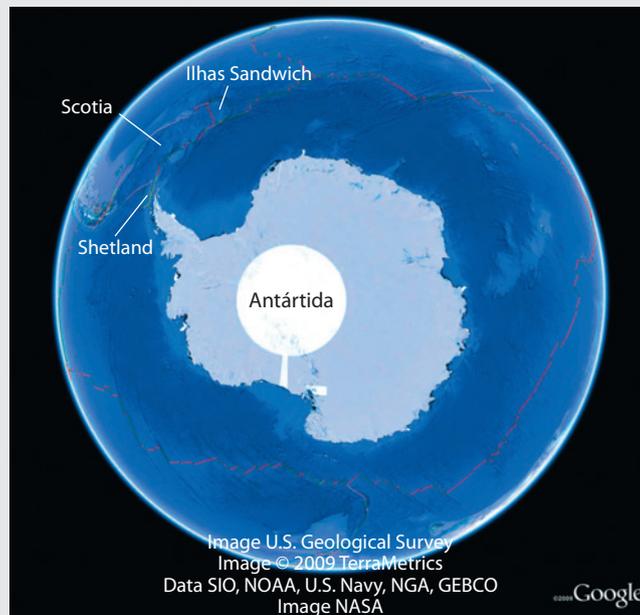
Projeto no Google Earth

Este capítulo tem como enfoque a teoria fundamental da tectônica de placas e como ela integrou observações anteriormente independentes em um todo unificado. Para vislumbrar a tectônica de placas em escala global, vamos começar vendo a Terra de uma altitude de 11.000 km. Gire o globo usando o controle virtual no canto superior direito da tela. Observe que essa visão global elimina a distorção de uma projeção de Mercator em altas latitudes e permite que você veja as regiões polares que não são mostradas nesse tipo de mapa.

LOCALIZAÇÃO Antártida, Dorsal Mesoatlântica e Oceano Pacífico Sul.

OBJETIVO Investigar os limites de placas divergentes.

REFERÊNCIA Figuras 2.1, 2.7 e 2.15



1. Navegue até o Polo Sul e visualize o continente da Antártida. De uma altitude de cerca de 7.000 km, examine o continente e os limites de placas que o circundam. Use a Figura 2.7 para ajudá-lo a identificar os tipos de limites de placas ao redor do continente. Com base nesses tipos, como a área superficial da Placa da Antártida está mudando ao longo do tempo?
 - a. A área superficial da placa está diminuindo.
 - b. A área superficial da placa está aumentando.
 - c. Não há mudança resultante na área superficial da placa.
 - d. Não há informações disponíveis para dizer como a área superficial da placa está mudando ao longo do tempo.
2. Navegue para o norte até a bacia do Oceano Atlântico. Encontre a visível cadeia de montanhas

submarinas que vai de sul a norte através da parte central da bacia oceânica – a Dorsal Mesoatlântica – e considere sua relação com os continentes nos dois lados. Observe que as bordas submersas do leste da América do Sul e do oeste da África teriam um encaixe perfeito – evidência da deriva continental. À medida que você se desloca para o norte, concentre-se na secção da dorsal entre 15°N e 30°N, com altitude de cerca de 2.200 km. Talvez seja melhor ativar a opção “grade”, na aba “Visualizar”, na parte superior do navegador do GE para encontrar essa localização com maior facilidade. Baseado em suas observações, qual é a melhor descrição do limite de placas ao longo dessa porção da Dorsal Mesoatlântica?

- a. Um limite divergente contínuo
- b. Um limite convergente contínuo

- c. Um padrão escalonado de centros de expansão separados por falhas transformantes perpendiculares
- d. Um padrão escalonado de zonas de subducção separadas por falhas transformantes perpendiculares
3. Agora que você se familiarizou com o sistema da Dorsal Mesoatlântica, vamos usar o Google Earth para solucionar o problema extra da Geologia na Prática. Naquele problema, temos que comparar a velocidade média da deriva continental entre a América do Norte e a África com a taxa atual de 23 mm/ano, determinada a partir de medições com GPS. Na reconstrução do supercontinente Pangeia na Figura 2.1, pode-se ver que a margem norte-americana logo ao leste de Charleston, na Carolina do Sul, uma vez se encaixava na margem africana a oeste de Dakar, no Senegal. No mapa das isócronas da Figura 2.15, você pode estimar que os dois continentes começaram a se separar por rifteamento cerca de 200 a 180 milhões de anos atrás (ver também Figura 2.16). Usando a ferramenta de régua do GE para medir a largura do oceano nessas localizações, estime a velocidade média em que o Atlântico se abriu. Que velocidade é essa e como ela se compara com a taxa atual de deriva continental?
- 5-10 mm/ano, muito mais lenta do que a taxa atual
 - 15-20 mm/ano, mais lenta do que a taxa atual
 - 20-25 mm/ano, comparável à taxa atual
 - 30-35 mm/ano, mais rápida do que a taxa atual
4. Use a janela de busca do GE para localizar a Ilha de Páscoa na costa oeste da América do Sul (ela pertence ao Chile). Diminuindo o *zoom* para uma altitude de 5.250 km, pode-se avaliar como essa ilha é pequena e remota. Comparando as feições topográficas no assoalho oceânico com as da Figura 2.7, você conseguirá localizar a Ilha de Páscoa (digite “Easter Island”) na figura (não está indicada). De qual limite de placa a Ilha de Páscoa está mais próxima, e qual é a taxa atual da expansão do assoalho oceânico nesse limite?
- Limite entre as placas da América do Norte e do Pacífico; 63 mm/ano
 - Limite entre as placas do Pacífico e de Nazca; 150 mm/ano
 - Limite entre as placas da América do Norte e da África; 24 mm/ano
 - Limite entre as placas de Nazca e da América do Sul; 79 mm/ano

Pergunta-desafio opcional

5. Localize a Ilha de San Ambrosio (digite “Isla de San Ambrosio”), outra minúscula ilha na costa oeste do Chile, a 26°20'34" S, 79°53'19" W, e meça sua distância da Ilha de Páscoa usando a ferramenta de régua. No mapa das isócronas da Figura 2.15, pode-se ver que o assoalho oceânico próximo à Ilha de San Ambrosio tem aproximadamente 35 milhões de anos. Qual é a taxa média de expansão do assoalho oceânico ao longo desses 35 milhões de anos, e como ela se compara com a taxa atual próximo à Ilha de Páscoa? (*Dica*: suponha que a expansão do assoalho oceânico tenha sido simétrica no limite entre as placas do Pacífico e de Nazca nos últimos 35 milhões de anos.)
- 70-90 mm/ano, muito mais lenta do que a taxa atual
 - 140-160 mm/ano, comparável à taxa atual
 - 160-180 mm/ano, um pouco mais rápida do que a taxa atual
 - 200-220 mm/ano, muito mais rápida do que a taxa atual

RESUMO

O que é a teoria da tectônica de placas? De acordo com a teoria da tectônica de placas, a litosfera está fragmentada em cerca de 12 placas rígidas que se movimentam pela superfície terrestre. Três tipos de limites de placas são definidos pelo movimento relativo das mesmas: divergente, convergente e falha transformante. A área superficial da Terra não muda com o tempo; portanto, a área da nova litosfera criada em limites divergentes equivale à área da litosfera reciclada em limites convergentes por subducção no manto.

Quais são as características geológicas dos limites das placas? Muitas feições geológicas desenvolvem-se nos

limites das placas. Os limites divergentes são tipicamente marcados por atividade vulcânica e terremotos na crista das dorsais meso-oceânicas. As margens convergentes são marcadas por fossas de mar profundo, terremotos, soergimento de montanhas e vulcões. Os limites das falhas transformantes, ao longo das quais as placas deslizam horizontalmente uma em relação à outra, podem ser reconhecidos por atividades de terremotos e deslocamento nas feições geológicas.

Como se pode determinar a idade do assoalho oceânico? Podemos medir a idade do assoalho oceânico usando magnetização termorremanente. Padrões de anomalias magnéticas mapeadas no fundo oceânico podem ser comparados com uma escala de tempo magnético que foi

estabelecida usando as anomalias magnéticas de lavas de idades conhecidas em terra. As idades do assoalho oceânico foram verificadas por meio de datamento de amostras de rochas obtidas por perfuração de mar profundo. Os geólogos podem, atualmente, desenhar isócronas para a maioria dos oceanos, habilitando-se a reconstruir a história da expansão do assoalho oceânico durante os últimos 200 milhões de anos. Usando esses métodos e outros dados geológicos, os geólogos construíram um modelo detalhado de como a Pangeia fragmentou-se e os continentes derivaram para a sua presente configuração.

Qual é o motor que move a tectônica de placas? O sistema da tectônica de placas é movido pela convecção do manto, e a energia vem do calor interno da Terra. As forças gravitacionais atuam na litosfera em resfriamento à medida que ela desliza do centro de expansão e mergulha de volta no manto em zonas de subducção. A litosfera mergulhante estende-se tão profundamente que alcança até o limite núcleo-manto, indicando que todo o manto está envolvido no sistema de convecção que recicla as placas. As correntes de convecção ascendentes podem incluir plumas do manto, que são intensos jorros do manto profundo, causando vulcanismo localizado em pontos quentes no meio de placas.

CONCEITOS E TERMOS-CHAVE

anomalia magnética (p. 37)	limite convergente (p. 32)
arco de ilha (p. 36)	limite divergente (p. 32)
centro de expansão (p. 34)	escala de tempo magnético (p. 38)
deriva continental (p. 26)	Pangeia (p. 26)
dorsal mesoocênica (p. 34)	pluma do manto (p. 50)
expansão do assoalho oceânico (p. 27)	Rodínia (p. 48)
falha transformante (p. 33)	subducção (p. 35)
Geodésia (p. 41)	tectônica de placas (p. 29)
isócronas (p. 42)	velocidade relativa das placas (p. 40)

EXERCÍCIOS

1. Usando a Figura 2.7, desenhe os limites da Placa da América do Sul em uma folha de papel e identifique os segmentos que são falhas divergentes, convergentes e transformantes. Aproximadamente que fração da área da placa é ocupada pelo continente sul-americano? A fração da Placa da América do Sul ocupada pela crosta oceânica está aumentando ou diminuindo ao longo do tempo? Explique sua resposta usando os princípios da tectônica de placas.
2. Na Figura 2.7, identifique um exemplo de limite de falha transformante que (a) conecta um limite de pla-

ca divergente com um limite convergente e um que (b) conecta dois limites de placas convergentes.

3. Usando o mapa de isócronas da Figura 2.15, estime há quanto tempo os continentes da Austrália e da Antártida foram separados pela expansão do assoalho oceânico. Isso ocorreu antes ou depois da América do Sul ter se separado da África?
4. Cite três cinturões de montanhas formados por colíções continentais que estão ocorrendo agora ou que ocorreram no passado.
5. A maioria dos vulcões ativos está localizada sobre ou próximo de limites de placas. Dê um exemplo de um vulcão que não esteja sobre um limite de placas e descreva uma hipótese consistente com a tectônica de placas que possa explicar sua presença lá.

QUESTÕES PARA PENSAR

1. Por que há vulcões ativos na costa do Pacífico em Washington e Oregon, mas não ao longo da costa leste dos Estados Unidos?
2. Que erros Wegener cometeu ao formular sua teoria da deriva continental? Você acha que a rejeição a sua teoria, por parte dos geólogos daquela era, se justificava?
3. Você caracterizaria a tectônica de placas como hipótese, teoria ou fato? Por quê?
4. Como as diferenças entre as crostas continental e oceânica afetam o modo como as placas litosféricas interagem?
5. Na Figura 2.15, as isócronas estão distribuídas simetricamente no Oceano Atlântico, mas não no Oceano Pacífico. Por exemplo, assoalho oceânico de até 180 milhões de anos (em azul-escuro) é encontrado no oeste, mas não no leste do Pacífico. Por quê?
6. A teoria da tectônica de placas não foi inteiramente aceita até que os padrões bandados de magnetismo no assoalho oceânico fossem descobertos. À luz das observações anteriores – o encaixe enigmático dos continentes, a ocorrência de fósseis das mesmas formas de vida nos dois lados do Atlântico e a reconstrução de antigas condições climáticas –, por que esses padrões bandados de magnetismo são uma peça central de evidência?

NOTAS DE TRADUÇÃO

¹ O substantivo feminino “Pangeia” é encontrado com essa grafia na maioria dos dicionários.

² Entre as várias possibilidades de tradução de *seafloor spreading*, encontram-se, na literatura brasileira, “espalhamento”, “espraiamento” e “expansão” do “assoalho”, “fundo” ou “leito” “oceânico” ou “submarino”. Optou-se por “expansão do assoa-

lho oceânico” como a melhor expressão para designar o contínuo acrescentamento de material a partir de um centro, de modo a constituir um objeto tridimensional, a crosta oceânica, que vai se expandindo lateralmente. Tanto “espalhamento” como “espraiamento” são vocábulos mais apropriados para expressar o derramamento de líquidos, embora também venham sendo utilizados. Dentre os vocábulos “assoalho”, “fundo” e “leito”, o primeiro é o que melhor designa que o evento refere-se a um objeto tridimensional, ou seja, a crosta oceânica, cuja face superior vem a ser o fundo ou o leito submarino ou oceânico.

³ O termo *mid-atlantic ridge* tem sido tradicionalmente traduzido em português como “dorsal mesoatlântica”, embora também seja encontrado como “cadeia” ou “cordilheira”. Preferimos “dorsal” aos demais termos, embora não sejam errados, por ser de uso mais antigo e por designar de forma menos ambígua uma feição exclusiva do assoalho oceânico e muito distinta das cadeias e cordilheiras continentais e mesmo de outras elevações submarinas. Além disso, o vocábulo inglês *ridge* denota ao mesmo tempo “crista” e “sulco”, sendo bem apropriado para designar uma elevação que em seu centro tem duas cristas separadas por um vale em rifte. Porém, o mesmo não ocorre com seus possíveis correlatos em português, “cadeia” ou “cordilheira”, que não designam vale de afundamento, mas, pelo contrário, “sucessão extensa de montanhas”.

⁴ O vocábulo “rifte”, derivado do inglês *rift*, significando “brecha, fenda”, está dicionarizado em Suguio (1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar*) e no *Dicionário Houaiss da Língua Portuguesa*, sendo equivalente a “vale de afundamento” ou, também, a “vale de desabamento tectônico”.

⁵ *Scripps Institution of Oceanography*.

⁶ A designação das placas em português não é uniformizada. Enquanto a designação em inglês é feita mediante a adição do adjetivo gentílico ao substantivo “placa”, como em *Pacific Plate* e *African Plate*, em português não há uma regra clara. Na presente obra, adotou-se a regra de pospor o topônimo, como sugerem os melhores estilos em português, ao substantivo “placa”.

⁷ O vocábulo “subducção” (em inglês, *subduction*) não está dicionarizado, bem como o verbo “subductar”, utilizados na literatura geológica brasileira. Eles são derivados das palavras latinas *sub* (“por baixo”) e *ductus* (“levar, conduzir, transportar”) e significam, portanto, “conduzir, levar, transportar por baixo de”.

⁸ Também grafado em português como Ácaba.

⁹ Também denominado de “arco insular”.

¹⁰ Também traduzido como Cadeia das Cascatas.

¹¹ Nome tradicional dessa feição, que eventualmente também é grafada como Cadeia do Leste do Pacífico.

¹² *National Science Foundation*.

¹³ A Grande Pirâmide de Quéops, construída de 2606 a 2583 a.C., tem 146 m de altura e uma base cujo lado do quadrado mede 230 m. Foram utilizados cerca de 2,6 milhões de blocos de granito dispostos em 201 fileiras, tendo a mais inferior 1,5 m de altura e a do topo, 0,55 m.

¹⁴ Sigla da expressão inglesa *Global Positioning System*.

¹⁵ O vocábulo Tethys está dicionarizado em Suguio (1998, *Dicionário de Geologia Sedimentar*).

¹⁶ No original, *confirmed theory*. Porém, segundo os modernos conceitos da Epistemologia, é melhor dizer-se, neste caso, “teoria corroborada” do que “confirmada”.